UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL — FACULTÉ DES SCIENCES

HYDROGÉOLOGIE DU BASSIN DE L'AREUSE

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences
par

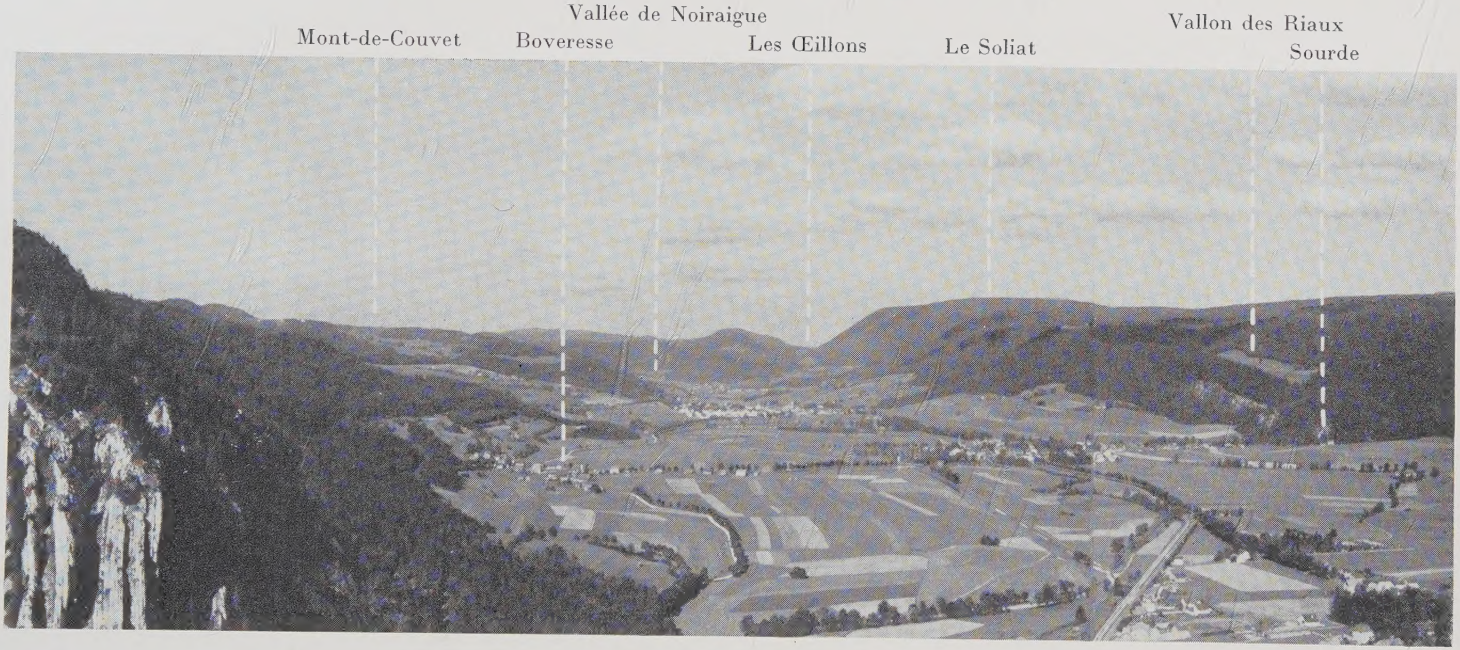
ANDRÉ BURGER
Licencié ès sciences naturelles

1959

HYDROGÉOLOGIE
DU BASSIN DE L'AREUSE

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547926_0056



Vue panoramique du Val-de-Travers, de Fleurier vers l'aval.

Au premier plan, la plaine des graviers alluviaux ; le Séquanien redressé marquant l'entrée du cirque de Saint-Sulpice. A l'arrière-plan, le synclinal se relève pour former le col des Œillons ; la vallée tourne par la gauche et s'installe sur l'anticlinal de Solmont.

Planche 1

UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL — FACULTÉ DES SCIENCES

HYDROGÉOLOGIE DU BASSIN DE L'AREUSE

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de docteur ès sciences
par

ANDRÉ BURGER
Licencié ès sciences naturelles

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

1959

UNIVERSITÉ DE NEUCHATEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, sur le rapport de messieurs les professeurs Eugène WEGMANN, Edmond GUYOT et Daniel AUBERT, autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, 17 juillet 1958.

Le Doyen :
Dr CLERC.

Tirage à part du *Bulletin de la Société Neuchâteloise de Géographie*,
Tome LII, fasc. 1. 1956-1959

HYDROGÉOLOGIE DU BASSIN DE L'AREUSE

PAR

ANDRÉ BURGER

Pages

Résumé 8
Préface 11
Chapitre premier
Situation, caractères distinctifs et limites du bassin
1. Situation géographique et géologique 12
2. Caractères distinctifs 15
3. Limites 16
4. Superficie 19
5. Subdivisions 19
Chapitre 2
Quelques données géographiques sur le bassin
1. Relief 21
2. Couverture végétale 23
3. Réseau hydrographique 24
4. Profils d'érosion 28
Val-de-Travers 28
Combes argoviennes latérales 30
Vallée des Ponts 31
Vallée de la Brévine 32
5. Ablation karstique 32
Lapiés 33
Dolines 35
Ouvalas 37
Gouffres 37
Grottes 39
Bassins fermés 41
Vallées sèches 44
Chapitre 3
Les terrains constitutifs du bassin
1. Le Dogger 47
2. Le Malm 49
3. Le Crétacé 49
4. Fin du Crétacé et début du Tertiaire 49
5. Le Tertiaire 50

Pages

6. Répartition des affleurements des terrains jurassiques, crétacés et tertiaires 50
7. Constitution chimique 52
Résumé stratigraphique 54

Chapitre 4

Les terrains de couverture quarternaires

1. Terrains glaciaires 63
Dépôts rissiens 63
Dépôts interglaciaires Riss-Würm 64
Dépôts würmiens 64
2. Alluvions postglaciaires 67
Val-de-Travers 67
Champ-du-Moulin 82
Basse-Areuse 86
Vallée des Ponts 89
3. Terrains d'altération superficielle 92
Calcaires 92
Terrains marneux 94
4. Dépôts de pentes 95
5. Tourbes 96

Chapitre 5

Données météorologiques sur le bassin 97

1. Les précipitations atmosphériques 98
Précipitations totales 98
Précipitations neigeuses 106
Module pluviométrique du bassin 113
2. Humidité atmosphérique et évaporation 116
3. Température 120
4. Vents 124

Chapitre 6

Ecoulement superficiel

1. Terrains d'altération des calcaires 125
2. Terrains d'altération des marnes jurassiques et crétacées 125
Circulation subsuperficielle 125
Ruissellement à la surface du sol 128
Régime de la Deneyriaz 129
Paliers marneux 133

Chapitre 7

Hydrologie karstique

1. Considérations préliminaires 136
Imperméabilité de l'Argovien 137
2. Circulation dans les calcaires sous-jacents à l'Argovien 138
Combe des Cugnets 139
Flanc nord des gorges 142
Autres exemples de sources du Dogger 145
3. Circulation dans les calcaires sus-jacents à l'Argovien 145
4. Drainage karstique dans le bassin du Buttes 146
5. Flanc méridional du Val-de-Travers en aval de Buttes 153
6. Flanc septentrional du Val-de-Travers en aval de Buttes 170

Pages

7. Source et bassin de la Doux 179
8. Source et bassin de la Noiraigue 193
9. Bassin de la Basse-Areuse 198
10. Température et conductivité électrique des eaux karstiques . . . 203
11. Coup d'œil rétrospectif 204

Chapitre 8

Les nappes pluréatiques

1. Val-de-Travers 209
   - Aire alluviale de Longeaigue à Boveresse 209
   - Alluvions du Sucre 220
   - Alluvions du Crozet 226
   - Alluvions de la combe Bayon 227
   - Nappe souterraine dans les sédiments lacustres 227
2. Champ-du-Moulin 229
3. Basse-Areuse 232
   - Delta inférieur de l'Areuse 232
   - Alluvions fluvio-glaciaires de Bôle 237
4. Vallée des Ponts 238
5. Vallée de la Brévine 242

Chapitre 9

Eau des terrains molassiques

1. Plateau de l'Auberson 243
2. Val-de-Travers 245
3. Vallon des Verrières 248
4. Basse-Areuse 248

Chapitre 10

Caractères physiques et chimiques des eaux

1. Température des sources 250
   - Variation annuelle de la température 250
   - Température des sources et altitude 253
2. Conductivité électrique 256
   - Relations entre la conductivité et les caractères chimiques de l'eau 257
   - Variation annuelle de la conductivité 259
3. Caractères chimiques des eaux 260

Chapitre 11

Le régime de l'Areuse et le bilan hydrologique

1. Le bassin versant à la station limnigraphique des Moyats 265
2. Etude du débit 267
   - Débit annuel 267
   - Débits mensuels 268
   - Débits journaliers 271
   - Débits de pointe 273
   - La courbe de décroissance et la réserve d'eau du bassin . . . 274
3. Etude du module d'écoulement en fonction des facteurs qui le conditionnent 280
   - Module d'écoulement d'un grand nombre d'années 280
   - Module d'écoulement de l'année hydrologique 281
   - Evaporation au cours de la crue isolée 289

Bibliographie 293

RÉSUMÉ

Le bassin de l'Areuse est situé dans la bordure interne et centrale des hautes chaînes jurassiennes (faisceau helvétique). De ce fait, il peut être regardé comme bassin-type d'une région calcaire fortement plissée.

L'étude du relief (chap. 2) met en évidence l'érosion active de l'Areuse, opérant dans une morphologie sénile, en abaissant les niveaux de base superficiels et souterrains. Les hautes surfaces calcaires sont livrées à la dégradation karstique qui modèle une riche variété de formes caractéristiques. La couverture quaternaire (chap. 4), constituée principalement par des dépôts morainiques et alluviaux, contrarie l'action karstique et retient au-dessus des calcaires des réserves d'eau d'importances diverses. Dès le retrait des glaces würmiennes, un grand lac, aujourd'hui comblé, occupa tout le Val-de-Travers. Les dépôts qui lui sont liés, limon, craie, tourbe, alluvions clastiques, permettent de retracer l'histoire postglaciaire de la vallée.

Parmi les données météorologiques, une attention spéciale est vouée à celles qui jouent un rôle déterminant dans le bilan hydrologique (chap. 5) : précipitations et périodes sèches, enneigement, humidité atmosphérique et évaporation, température.

Un trait caractéristique du bassin est le phénomène de ruissellement superficiel auquel donnent lieu les aires d'affleurement des marnes argoviennes (chap. 6). L'examen de la circulation karstique (chap. 7) montre l'existence de vastes territoires dans lesquels le drainage souterrain, unifié, se décharge par une seule résurgence, volumineuse et variable. Les régions soumises à l'érosion active, au contraire, possèdent de nombreux réseaux circulatoires, plus ou moins indépendants les uns des autres et donnant lieu à autant de petites sources peu variables. D'importantes nappes phréatiques occupent les alluvions grossières de l'Areuse, avec laquelle elles ont d'étroites relations (chap. 8).

Le bassin de l'Areuse, pris dans son ensemble, constitue un réservoir souterrain de grande capacité (chap. 11). Les étiages du cours d'eau présentent, par comparaison avec les rivières du Plateau suisse, un caractère relativement élevé et soutenu. Le bilan hydrologique révèle, à l'échelle annuelle, des anomalies difficilement explicables. L'évapotranspiration de ce territoire à sous-sol calcaire paraît être liée, entre autres, à la densité des chutes de pluie.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Becken der Areuse erstreckt sich im innern und zentralen Randgebiet der schweizerischen Jurahochketten. Es kann als ein für kalkige, faltenreiche Gegenden typisches Becken betrachtet werden.

Das Studium der Oberfläche lässt die fortwirkende Erosionstätigkeit der Areuse erkennen, welche sich in einer sehr alten Morphologie vollzieht, indem sie eine Niveausenkung der oberflächlichen und unterirdischen Erosionsbasis bewirkt.

Die hochgelegenen Kalkflächen sind der Karsttätigkeit ausgesetzt, die eine grosse Zahl charakteristischer Formen bildet. Die Quartärdecke, die zur Hauptsache aus Moränen- und Flussablagerungen besteht, wirkt der Karsttätigkeit entgegen und bildet über den Kalkgesteinen grössere oder kleinere Wassersammelbecken. Nach dem Rückgang der Gletscher der Würmeiszeit dehnte sich über das ganze Val-de-Travers ein grosser See aus, der heute aufgeschüttet ist. Seine Ablagerungen, Lehm, Kreide, Torf, klastisches Material ermöglichen es, die nacheiszeitliche Geschichte des Tales zu erklären.

Charakteristisch für das Areuse-Becken ist das durch die Mergelvorkommen des Argoviens veranlasste Abfliessen der Wasser an der Oberfläche.

Die Untersuchung des unterirdischen Wasserlaufs beweist, dass in ausgedehnten Gebieten die Tiefenentwässerung durch einen einzigen, grossen, veränderlichen Abfluss stattfindet. Die Gebiete, die unter dem Einfluss der Erosionswirkung stehen, haben im Gegenteil zahlreiche, mehr oder weniger voneinander unabhängige Wasserläufe, die ebensoviele kleine und wenig veränderliche Quellen bilden. In den grobkörnigen Ablagerungen der Areuse gibt es wichtige Grundwasservorkommen, die mit dem Flussbecken in Verbindung stehen.

Das Areuse-Becken, als Ganzes betrachtet, bildet ein unterirdisches, sehr geräumiges Reservoir. Im Vergleich mit den Flussläufen des schweizerischen Mittellandes sind die niedrigsten Wasserstände verhältnismässig hoch und wenig schwankend. Die Wasserbilanz innerhalb eines Jahres weist Unregelmässigkeiten auf, die schwer zu erklären sind. Die Evapotranspiration dieses Kalkgebietes scheint unter anderem im Zusammenhang mit der Niederschlagshäufigkeit zu stehen.

SUMMARY

The Areuse basin is centrally situated on the internal margin of the High Jura chain (Helvetic chain). For this reason it may be regarded as the type basin of a strongly folded limestone region.

A study of the relief (Chap. 2) shows that the active erosion of the Areuse, working on a senile morphology, is lowering both the surface and underground base-levels. The high limestone surfaces are exposed to karstic weathering which produces a wide variety of characteristic land forms. The Quaternary cover (Chap. 4), consisting principally of glacial and alluvial deposits, restricts karstic weathering and retains, above the limestones, water reserves of varying importance. Since the retreat of the Würm glacier a large lake, now filled in, occupied all of the Val-de-Travers. The deposits associated with it—silt, limestone, peat and alluvial clastics—allow the post-glacial history of the valley to be reconstructed.

Among the meteorological factors special attention is paid to those that play a part in determining the hydrological balance—periods of rain and drought, snowfall, atmospheric humidity and potential evaporation, and temperature (Chap. 5).

A characteristic feature of the basin is the development of surface streams to which the outcrops of Argovian Marls give rise (Chap. 6). An examination of the karstic water circulation (Chap. 7) shows the existence of vast regions in which the elements of the underground drainage unite to emerge via a single, large but variable spring. By contrast, the regions undergoing active erosion contain numerous circulation systems, more or less independent of one another and each giving rise to a small, nearly constant spring. Some important ground water reserves occupy the extensive alluvial area of the Areuse, with which they bear a close relationship (Chap. 8).

The Areuse basin, taken as a whole, makes up an underground reservoir of large capacity (Chap. 11). The base flow, compared with the rivers of the Swiss Plateau, has a relatively elevated and constant character. On the annual scale the hydrological balance reveals some anomalies difficult to explain. The evapotranspiration of this limestone area appears to be dependent, among other things, on the heaviness of the rainfall.

PRÉFACE

La monographie du bassin de l'Areuse qui fait l'objet de la présente publication est née de l'idée de rassembler les recherches que j'ai eu l'occasion de faire au Val-de-Travers, pendant mon activité au département des Travaux publics neuchâtelois. Ces études, se rapportant principalement aux problèmes d'eau potable, ont été complétées, notamment en ce qui concerne la circulation karstique, de manière qu'elles apparaissent dans un cadre général. Cela m'a conduit tout naturellement à présenter une vue d'ensemble des phénomènes hydrologiques qui règnent dans ce bassin caractéristique du Jura plissé.

Je dois à la compréhension bienveillante de M. le conseiller d'Etat Pierre-Auguste Leuba l'autorisation de publier aujourd'hui ces recherches et, au surplus, d'avoir pu les présenter comme thèse de doctorat. Je lui réitère ici mes sincères remerciements.

Ma gratitude va également à M. le professeur Eugène Wegmann, directeur de l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel, pour ses conseils toujours judicieux. Je pense, notamment, à l'accent donné au rôle de la couverture quaternaire dans les phénomènes passés et présents de l'hydrologie jurassienne, à la mise en garde contre une trop grande simplification des caractères tectoniques, ou encore à l'utilisation généralisée de la mesure de conductivité électrique des eaux qui, à l'usage, se révèle être un précieux auxiliaire de travail.

J'exprime aussi ma reconnaissance à toutes les personnes et administrations, trop nombreuses pour être nommées individuellement, qui, par leurs conseils, leurs renseignements et leur appui financier, ont grandement contribué à ce travail.

Enfin, je désire rappeler la mémoire de M. J. Hug, géologue et pionnier infatigable de l'hydrogéologie en Suisse, décédé le 11 mai 1958. Je garde un souvenir inoubliable des excursions que nous avons faites ensemble dans le Jura neuchâtelois, au cours desquelles nous discutions, à la lumière de sa riche expérience, les problèmes qui nous étaient posés.

... Solche Art der Selbstkritik ist eine unabdingbare Forderung wahrer Wissenschaftlichkeit.
E. Walser.

CHAPITRE PREMIER

Situation, caractères distinctifs et limites du bassin de l'Areuse

1. Situation géographique et géologique

L'Areuse arrose la partie orientale du *Val-de-Travers*, une importante vallée du Jura neuchâtelois. Elle prend naissance près du village de Saint-Sulpice par une forte résurgence et vient aboutir hors du Jura, au lac de Neuchâtel, à 31 km de sa source. Elle fait partie du système hydrographique de l'Aar, lequel constitue l'une des subdivisions importantes du bassin du Rhin suisse (Pl. 6).

Le débit de l'Areuse est relativement élevé, en regard de la faible longueur de son cours. Cela tient à ce que d'autres vallées que le Val-de-Travers et ses ramifications concourent à son alimentation, par des écoulements souterrains. Le bassin-versant réel est, de ce fait, beaucoup plus étendu que le seul bassin géographique, limité par les lignes de partage superficiel des eaux. Il englobe les quatre vallées suivantes :

1. Le Val-de-Travers ;
2. La vallée de La Brévine ;
3. La vallée des Verrières, dans sa partie orientale ;
4. La vallée des Ponts.

Le Val-de-Travers *sensu stricto* ne constitue que la section médiane de la longue vallée qu'emprunte l'Areuse (Wegmann, 1958). La partie supérieure de celle-ci est parcourue par le Buttes, affluent principal de l'Areuse, et porte successivement, d'amont en aval, les noms de *vallon de Noirvaux* puis de *vallée de Buttes*. Le tronçon aval faisant suite au Val-de-Travers comprend les *gorges de l'Areuse*, par lesquelles la vallée sort du Jura et une dernière section extra-jurassienne qui amène la rivière au lac de Neuchâtel : la *vallée de la Basse-Areuse*.

Le bassin de l'Areuse est situé dans la partie centrale du faisceau

des hautes chaînes jurassiennes, le long de la bordure interne. Il s'étend, du S au N, sur les plis suivants (Pl. 6 et fig. 1) :

1. *L'anticlinal du Chasseron–le Soliat*, appelé aussi *première chaîne*, du fait qu'il côtoye le Plateau molassique suisse. Il donne naissance aux sommités les plus élevées de la région : le Chasseron (1610 m) et le Soliat (1466 m). A 6 km à l'E de cette dernière, il subit une plongée axiale spectaculaire, de l'ordre de 700 m en l'espace de 1,5 km (Frei, 1925 ; Jeannet, 1934, p. 350). Cette circonstance a favorisé la sortie de l'Areuse hors du domaine jurassien.

2. *Le synclinal du Val-de-Travers* comporte un plan axial généralement incliné vers le S. Son flanc méridional est redressé ; de Buttes à Combe-Garot (6 km en aval de Noiraigue) il est sectionné, près de la charnière, par un important pli-faille accusant un rejet maximum de 200 m. Le flanc septentrional du synclinal présente une inclinaison variable. Dans la région de Couvet–Travers, il porte une flexure longitudinale dont l'accentuation donne, plus à l'E, l'anticlinal de Solmon (v. ci-dessous).

3. *Les anticlinaux de la Vraconnaz et de Solmon.* Ces deux plis naissent dans la partie centrale du flanc N du Val-de-Travers et se développent considérablement, l'un vers le SW, l'autre vers le NE. Le second se subdivise bientôt en trois branches parallèles, dont la deuxième (séparée par le synclinal de *la Tourne* de la première qui prolonge l'arête de Solmon) forme, plus à l'E, la chaîne du Mont-Racine (1442 m) et de Tête-de-Ran.

4. *Les synclinaux de la Côte-aux-Fées et des Ponts*, succédant aux deux anticlinaux précédents, prennent naissance comme eux dans la partie centrale du flanc septentrional du Val-de-Travers. Le synclinal des Ponts s'élargit considérablement pour former l'ample vallée fermée de ce nom. Son flanc méridional, dominé par l'anticlinal du Mont-Racine, est compliqué de replis et d'importantes fractures.

5. *L'anticlinal du Mont-des-Verrières–Trémalmont–Sonmartel* limite à l'W et à l'E, les deux synclinaux de la Côte-aux-Fées et des Ponts, tandis que dans sa partie centrale il épaule le synclinal du Val-de-Travers.

6. *Le brachysynclinal de la Brévine* est un pli étalé. Il est relayé, au SW, par le synclinal *des Verrières*, dont la section orientale fait partie du bassin et au NE, par celui *du Locle*, extérieur au bassin.

7. *L'anticlinal de l'Harmont* constitue la limite septentrionale du bassin, qu'il sépare de la vallée du Doubs.

La carte tectonique donnée par la planche 6 nous dispense d'entrer dans une description plus poussée du complexe géologique.

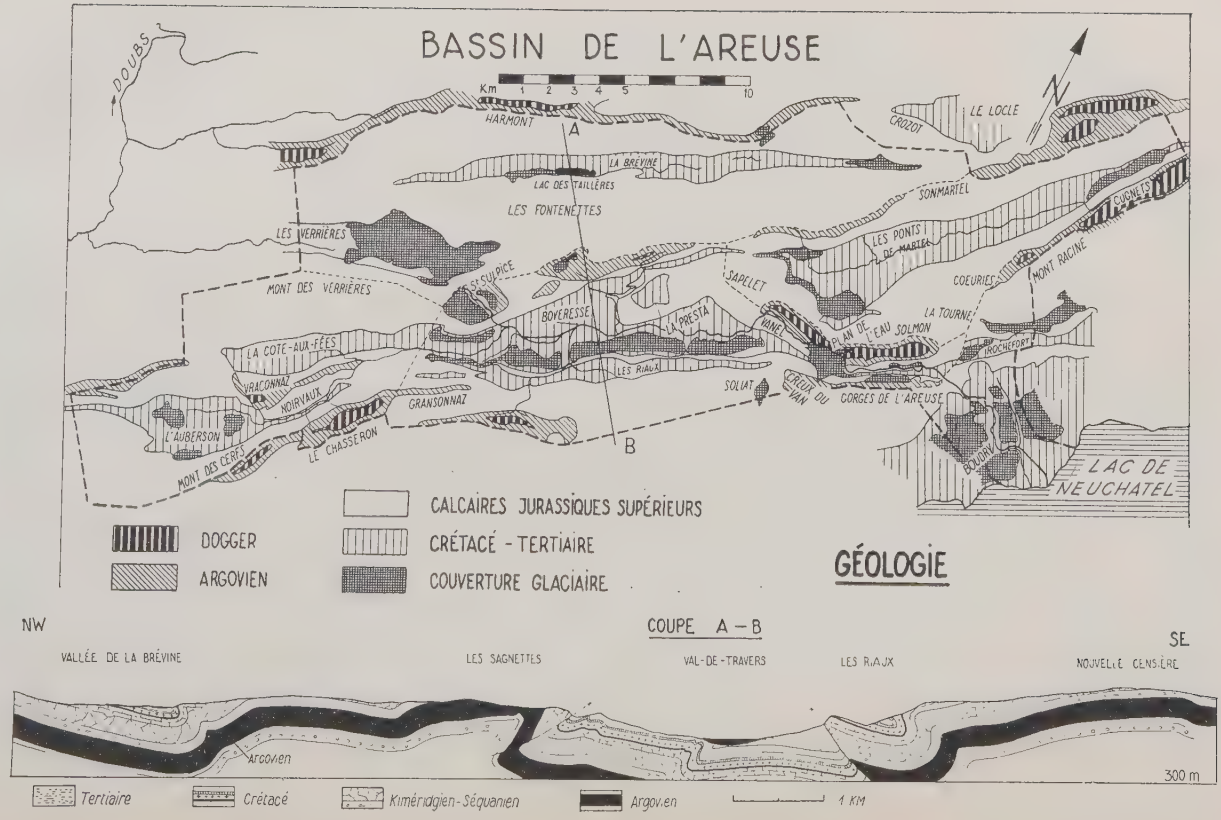


FIG. 1. — Carte géologique et profil transversal schématiques du bassin.

Les terrains constitutifs du bassin qui intéressent l'hydrologie sont étudiés en détail aux chapitres 3 et 4. Ils comprennent les calcaires et les marnes du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé inférieur et moyen. Le Tertiaire est représenté par des lambeaux de marnes, de calcaires et de grès. La couverture quaternaire comprend des placages morainiques et des dépôts alluviaux. Le Crétacé et le Tertiaire subsistent au centre des synclinaux. Les terrains plus anciens du Jurassique constituent la carapace des anticlinaux. Ceux-ci portent, dans leur zone axiale, de profonds sillons d'érosion longitudinaux, des *combes*, où le Dogger apparaît sous la forme de boutonnières (fig. 1).

2. Caractères distinctifs

Le bassin de l'Areuse s'étend sur une région calcaire où l'hydrographie souterraine tient une large place. Le partage des eaux n'y est pas déterminé par le relief, mais par la structure géologique et les caractères pétrographiques du sous-sol. Il est bien difficile, dans ces conditions, de fixer avec exactitude les limites du bassin et il est nécessaire, pour le faire, d'avoir recours à des hypothèses.

Le sous-sol du bassin comprend une puissante succession de calcaires fissurés et perméables, reposant sur un complexe marneux imperméable. *Les calcaires* appartiennent à la série Séquanien-Urgonien, qui totalise une épaisseur de 500 m. Toutefois, dans la plus grande partie du bassin, l'érosion les a réduits, voire supprimés par endroits. *Le complexe imperméable* est composé des marnes et marno-calcaires du Séquanien inférieur et de l'Argovien, formant ensemble une assise de plus de 200 m d'épaisseur ; dans les synclinaux, ce soubassement étanche a la forme d'une gouttière (ou d'une auge, dans les brachysynclinaux tels que celui de la Brévine). Sur les anticlinaux, au contraire, il est soulevé en voûte. Son relief général est donné par les isohypses de la planche 6 ainsi que par la ligne hypsométrique de la figure 2.

En attribuant le caractère d'imperméabilité totale au complexe argovien-séquanien, l'on subdivise implicitement l'hydrographie souterraine en deux étages : l'*étage supérieur* qui intéresse les calcaires jurassiques supérieurs et crétacés inférieurs et l'*étage inférieur* correspondant à la circulation dans les terrains infra-argoviens. Il convient, toutefois, de n'accepter qu'avec réserves ce caractère d'imperméabilité (chap. VII). Nous sommes enclin à admettre, de ce fait, que les circulations supérieure et inférieure ont une certaine interdépendance. Cependant, l'activité est beaucoup plus grande au-dessus qu'au-

dessous : les terrains infra-argoviens participent, dans une mesure indéterminable mais apparemment faible, à la circulation générale et, en tous cas, ils ne donnent pas lieu à des fuites importantes hors du bassin. Au demeurant, ils doivent ce rôle subordonné autant à leur situation profonde, fréquemment en dessous des niveaux de base de la circulation, qu'à l'existence de l'écran argovien.

Les *lignes du partage souterrain des eaux* dépendent, dans une certaine mesure, du relief de la couche étanche. Lorsque celle-ci affleure, par suite de l'érosion, comme c'est le cas sur les anticlinaux, elle délimite l'aire réceptrice des calcaires qui lui sont superposés. Si elle n'affleure pas, elle peut encore jouer le même rôle, mais d'autant moins efficacement qu'elle est plus profonde : il serait souvent inexact, par exemple, de fixer la limite d'un bassin à l'aplomb du sommet d'une voûte imperméable non affleurante. Le cheminement de l'eau dans les calcaires ne se fait pas verticalement de la surface à la couche étanche, puis selon la ligne de plus grande pente de celle-ci. L'eau parcourt, au contraire, un trajet suivant une ligne schématiquement polygonale, dont les directions ne sont pas nécessairement commandées par le pendage (Lehmann, 1932, p. 184).

Des indications précieuses sur le partage souterrain des eaux sont fournies par les essais de coloration de Schardt (1904 *a*) et les expériences et observations d'autres auteurs (Desor, Jaccard, etc.). Malheureusement, ces données expérimentales sont encore peu nombreuses.

L'évolution hydrographique du bassin, tant en surface qu'en profondeur, est conditionnée, entre autres, par la juxtaposition de deux zones tectoniques distinctes : au S se dressent les hautes chaînes, à structure tourmentée, affectées de grandes fractures (anticlinaux du Chasseron–le Soliat, et des Cœuries–le Mont-Racine) ; au N de celles-ci, s'étale un territoire dont l'architecture est plus tranquille et où apparaît une tendance au plissement monoclinal.

3. Limites

Les limites du bassin de l'Areuse sont les suivantes (Pl. 8) :

Limite SE : faîte des anticlinaux du Mont-des-Cerfs–le Chasseron et du Chasseron–le Soliat ; lac de Neuchâtel.

Limite SW : lignes transversales arbitraires coupant les synclinaux, dans les parages de leur culmination axiale, aux Verrières, aux Fourgs et à la Montagne-de-la-Fiacre.

Limite NW : faîte des anticlinaux de l'Harmont, du Crozot et de Sonmartel.

Limite NE : extrémité du synclinal des Ponts ; anticlinal des Cœuries–le Mont-Racine ; flanc oriental du vallon du Merdasson.

Pour fixer d'une manière concrète ces limites sur le terrain, nous sommes partis des considérations suivantes dont la plupart sont hypothétiques :

1. En basant la délimitation sur le relief tectonique du complexe étanche argovien-séquanien, on considère l'écoulement dans les calcaires inférieurs comme entièrement subordonné à celui des calcaires supérieurs. Cela suppose qu'il ne se produit, au-dessous de la couche imperméable, ni apport d'eau étrangère, ni fuite hors du bassin. Tel paraît être effectivement le cas, à part les quelques petites exceptions mentionnées plus loin (chiffre 4).

2. Pour simplifier la description, nous considérerons comme horizon imperméable l'Argovien dans son ensemble, ainsi que l'a déjà fait Schardt (1904 *a*). Outre le fait que cet étage est toujours facilement décelable sur le terrain, son sommet constitue une limite « moyenne » convenable (p. 49).

3. La délimitation est précise aux endroits où la surface topographique recoupe le substratum imperméable. Le cas se présente sur les anticlinaux qu'entament des combes d'érosion longitudinales atteignant au moins les marnes argoviennes (fig. 1). Sur l'affleurement de celles-ci, l'eau, d'une manière générale, ne s'infiltre pas, mais séjourne ou circule dans la couche d'altération supérieure. Ainsi, la combe dont le fond et les premières pentes sont occupés par l'Argovien, possède un écoulement superficiel tributaire du bassin dans lequel se trouve son issue. Par contre, les calcaires superposés à l'Argovien, dans les pentes supérieures, sont perméables : l'eau y pénètre et s'enfonce dans les flancs de l'anticlinal. La ligne de partage passe donc par la trace du contact des deux séries imperméable et perméable, dans le flanc de la combe opposé à l'issue. Toutes les combes situées à la périphérie du bassin permettent cette discrimination.

Lorsque l'Argovien forme un palier subhorizontal où le ruissellement n'est pas possible, l'eau s'accumule au sein de la couche d'altération, constituant ainsi de petites nappes phréatiques superficielles. L'excès en est évacué dans des entonnoirs situés soit à la périphérie, soit dans l'aire même de ces nappes. En ce cas, nous avons fixé arbitrairement la limite du bassin le long du grand axe de l'affleurement de l'Argovien. Exemple : anticlinal de Vourbey, dans les parages des Granges de la Haute-Joux.

4. Bon nombre de combes argoviennes anticlinales atteignent les marnes et les calcaires du Callovien et même du Bathonien et du

Bajocien. Ces roches y apparaissent en boutonnières d'étendues variées, faisant généralement saillie dans le relief. Elles constituent les seuls impluvium de la circulation inférieure. Par endroits, il y jaillit des sources temporaires ou permanentes dont les eaux se joignent à celles qui ruissellent sur l'Argovien voisin. Ce fait indique qu'une partie seulement de l'eau reçue par ces terrains s'infiltre dans leur profondeur et participe à la circulation infra-argovienne de l'un ou de l'autre des bassins en présence ou de tous les deux à la fois. Nous avons englobé sans autre ces boutonnières dont, au surplus, la surface relative est minime, dans le bassin auquel se rattache la combe qu'elles occupent.

5. Sur les anticlinaux où l'Argovien n'affleure pas, nous avons choisi, comme limites du bassin, des lignes fictives, rectilignes, suivant approximativement le faîte des voûtes. Ce mode de faire est arbitraire ainsi que nous l'avons déjà indiqué plus haut, surtout pour les plis à sommet tabulaire comme, par exemple, l'anticlinal du Chasseron–le Soliat. Il n'est pas même certain que, dans ce cas, la limite soit invariable : elle change peut-être avec le volume d'eau contenu dans les fissures de la roche.

6. Les limites coupant transversalement les plis sont les plus hypothétiques de toutes. Aucun principe ne s'applique valablement dans leur choix. Le bassin ne saurait être, par exemple, étendu sans autre jusqu'aux extrémités des synclinaux. Dans le cas du brachysynclinal de la Brévine, on peut admettre, à la suite des expériences de coloration de Schardt (1904 *a*), que la totalité du pli fait partie du champ collecteur de l'Areuse. De même, le passage de la limite, de l'anticlinal du Mont-du-Cerf–le Chasseron à l'anticlinal du Chasseron–le Soliat, est fixé à l'endroit où le synclinal de transition de la Grandsonnaz commence à s'affirmer. Pour les autres synclinaux, seul le souci de ne pas étendre trop le bassin a dicté le choix des limites. Il en est ainsi, notamment, des synclinaux de Voirnon et des Fourgs. Dans ceux dés Verrières et de la Côte-aux-Fées, nous avons considéré arbitrairement comme lieu de partage des eaux, la culmination axiale. Quant à la limite orientale du synclinal des Ponts, elle a été fixée non pas à la culmination axiale, mais à distance « raisonnable » du décrochement de la Ferrière.

7. Sur le flanc méridional de l'anticlinal du Soliat, aucun des éléments tectoniques ou pétrographiques connus ne permet de déterminer des limites pour le champ collecteur de la Basse-Areuse. A l'instar du Service fédéral des eaux (Bräm et Sartory, 1916, p. 14), nous avons attribué à celle-ci un bassin-versant uniquement basé sur le partage théorique du ruissellement superficiel. Si, pour le domaine

des calcaires secondaires, cette délimitation est totalement arbitraire, il y a quelques présomptions d'exactitude en sa faveur dans la zone molassique où, du fait de la nature des terrains, il n'existe pas une circulation souterraine généralisée.

4. Superficie

Les mesures de surfaces ont été effectuées sur la carte spéciale du Jura, au 1 : 50 000. Celle-ci présente l'avantage, sur l'atlas topographique fédéral au 1 : 25 000, de s'étendre aux régions limitrophes du Jura français que touche le bassin.

La superficie totale du bassin de l'Areuse, délimité à l'aide des considérations qui précèdent, est de 405 km². L'erreur probable de cette valeur n'excède pas ± 1 %. La même mesure faite, à titre comparatif, sur la carte topographique fédérale au 1 : 100 000, a donné une superficie de 407 km². Le bassin de réception déterminé par le Service fédéral des eaux (Bräm et Sartory, 1916, p. 14) couvre une surface de 393,47 km². En délimitant ce dernier, les auteurs ont tenu moins largement compte que nous ne l'avons fait, des facteurs géologiques du partage des eaux, ce qui explique la différence d'étendue.

5. Subdivisions

Le bassin de l'Areuse peut être subdivisé en bassins partiels dont l'existence repose, avant tout, sur des distinctions géologiques. Les hypothèses admises plus haut pour la délimitation du bassin total s'appliquent aussi à celle de ces bassins partiels, dont voici la liste :

Bassins partiels	*Superficie*	*Constitution géologique*	*Limites*
1. Buttes, à Buttes	77 km²	Synclinaux de Voirnon, de la Côte-aux-Fées–les Fourgs, de l'Auberson, du Val-de-Travers (section en amont de Buttes)	Anticlinaux du Mont-des-Verrières, de Vourbey, du Mont-des-Cerfs–le Chasseron
2. Val-de-Travers et gorges de l'Areuse	102 km²	Synclinaux du Val-de-Travers (section Combe-Garot-Buttes), de la Grandsonnaz, des Riaux	Anticlinaux du Mont-des-Verrières–Trémalmont, de Solmon, du Chasseron–le Soliat

Bassins partiels	*Superficie*	*Constitution géologique*	*Limites*
3. Basse-Areuse	26 km²	Flanc méridional des anticlinaux du Soliat et des Cœuries, synclinal de Rochefort, plateau molassique de Boudry	Anticlinaux du Soliat et des Cœuries, lac de Neuchâtel
4. Source de la Doux (source de l'Areuse)	128 km²	Synclinaux de la Brévine et des Verrières (section orientale)	Anticlinaux de l'Harmont, du Mont-des-Verrières-Trémalmont–Sonmartel, du Crozot
5. Source de la Noiraigue	72 km²	Synclinaux des Ponts, du Crêt-Pettavel, de la Tourne	Anticlinaux de Sonmartel, de Solmon, des Cœuries–Mont-Racine

Les bassins des sources de la Doux et de la Noiraigue ont été reconnus par Schardt (1904 *a*), qui leur attribue des superficies de 140 et 65 km². La différence entre les valeurs données par cet auteur et les nôtres provient de quelques rectifications de limites rendues possibles par la meilleure connaissance géologique qu'on possède aujourd'hui de la région.

CHAPITRE 2

Quelques données géographiques sur le bassin

Le bassin de l'Areuse est compris entre les coordonnées géographiques suivantes :

6° 24′ et 6° 53′ long. E
46° 47′ et 47° 05′ lat. N

Il est allongé dans une direction moyenne N 56° E, le long de la limite des bassins du Rhin (dont il fait partie), et du Rhône (Pl. 6). Ses dimensions, superficie et altitudes caractéristiques, ainsi que celles des bassins partiels sont données dans le tableau suivant :

TABLEAU 1

	Bassin total	Bassins partiels				
		Buttes à Buttes	Source de la Doux	Source de la Noiraigue	Val-de-Travers	Basse-Areuse
Longueur (km)	46,0	15,0	27,0	14,5	22,0	7,0
Largeur maximum (km)	14,0	7,0	7,5	6,0	7,0	4,0
Superficie totale (km²)	405	77	128	72	102	26
dont : canton Neuchâtel (km²)	331,9	29,3	125,7	72,0	79,4	26,0
canton Vaud (km²)	49,8	26,9	—	—	22,6	—
France (km²)	23,3	20,8	2,3	—	—	—
Altitude moyenne (m)	1066	1137	1114	1116	1003	721
Point le plus bas (m)	429	778	799	751	534	429
Point le plus haut (m)	1525	1510	1331	1360	1525	1360

1. Relief (Pl. 7)

Le bassin se présente schématiquement comme un plateau élevé et accidenté que bordent, au S, les hautes chaînes et dans lequel s'enfonce la vallée creusée par le Buttes et l'Areuse. Cette disposition est mise clairement en évidence par les lignes hypsométriques de la

figure 2, déterminées à l'aide de la carte spéciale du Jura au 1 : 50 000. Celles-ci font ressortir, pour l'ensemble du bassin, trois zones d'altitude :

	Altitude	*Surface réelle*	*Surface relative*
1.	zone inférieure 432-1000 m	88 km²	22 %
2.	» moyenne 1000-1200 m	251 km²	62 %
3.	» supérieure 1200-1525 m	66 km²	16 %

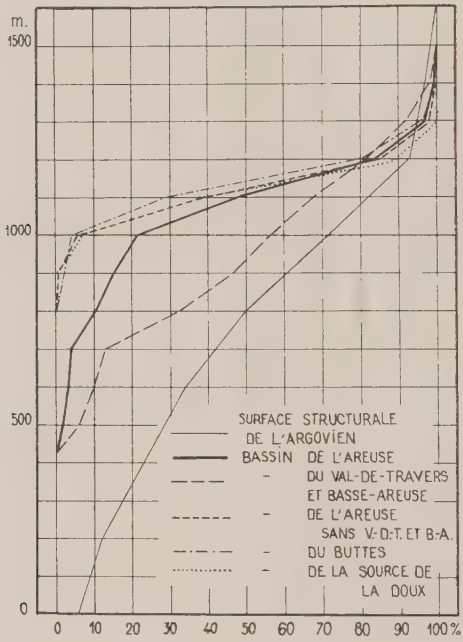


Fig. 2. — Lignes hypsométriques du bassin et de ses subdivisions.

La *zone inférieure* comprend la vallée de l'Areuse et du Buttes. Le fond plat du Val-de-Travers donne lieu à une légère prédominance de l'intervalle de 700 à 800 m sur les autres.

La *zone moyenne* groupe les plateaux élevés qui occupent près des deux tiers du bassin. Les vallées de la Brévine et des Ponts y apportent une large contribution.

La *zone supérieure* est représentée par les pentes des crêtes supérieures qui font saillie au-dessus des plateaux.

Les lignes hypsométriques des bassins partiels montrent que, si l'on fait abstraction de la vallée de l'Areuse, la zone moyenne de 1000 à 1200 m constitue le 80 % du territoire. Le bassin de la source de la Noiraigue, non représenté sur la figure, fournit une ligne hypsométrique qui se superpose à peu près à celle du bassin de la source de la Doux.

Du fait de l'orientation générale des plis dans la direction N 50°-60° E, les expositions au SE et au NW prédominent largement et sont représentées en proportion à peu près égale.

Les plateaux formant la zone moyenne correspondent à ce que les auteurs considèrent soit comme les restes d'une pénéplaine générale qui aurait nivelé le Jura, à l'époque miocène, antérieurement à la phase tardive du plissement (Brückner, 1909, p. 46), ou au cours d'un soulèvement continu (Machacek, 1905, p. 63), soit comme le résultat d'une érosion normale, affectant individuellement chaque anticlinal (Martin, 1910, p. 202). Ce n'est pas le lieu ici d'aborder ce sujet, aussi nous limiterons-nous à quelques remarques : la formation de pénéplaines par érosion fluviatile dans les calcaires s'explique mal. Chabot (1927, p. 36) admet une telle génèse pour les plateaux du Jura français, non sans en relever les contradictions. Cailleux (1950) précise que la pénéplanation ne peut être le fait de cours d'eau linéaires : parmi les phénomènes de ruissellement, seul l'écoulement en nappes est capable de provoquer l'abrasion de surfaces étendues. Cette observation conduit à rechercher ailleurs que dans le ruissellement superficiel, la cause de la formation des surfaces tabulaires du Jura. Richter (1907, p. 484), par exemple, attribue à la seule dénudation karstique l'aplanissement du territoire plissé de la Kerka, en Dalmatie du Nord. La description qu'il en donne rappelle, à certains égards, des sites caractéristiques du Jura. Une prédisposition stratigraphique et tectonique (plissement monoclinal, anticlinaux en coffres) n'est pas étrangère à la formation des plateaux, du moins dans notre territoire. Il est intéressant de constater, à ce sujet, que la courbe hypsométrique de l'Argovien, établie approximativement d'après la planche 6, offre une certaine analogie avec celle du relief superficiel, à savoir la prépondérance des altitudes moyennes (fig. 2).

2. Couverture végétale

Des prairies et des pâturages, alternant avec de grandes étendues forestières, se partagent la surface du bassin dans les proportions indiquées au tableau 2.

En règle générale, les forêts occupent les régions où la couche de terre végétale est mince et caillouteuse. Une certaine imprécision

TABLEAU 2

	Prairies et pâturages		Forêts		Tourbières	
	km^2	%	km^2	%	km^2	%
Bassin total	206,7	51,1	172,5	42,6	25,6	6,3
» du Buttes	48,3	62,4	28,0	36,2	1,1	1,4
» de la source de la Doux	63,4	49,7	57,5	45,1	6,6	5,2
» de la source de la Noiraigue	27,7	38,6	27,0	37,7	17,0	23,7
» du Val-de-Travers	53,9	52,6	48,0	46,8	0,6	0,6
» de la Basse-Areuse	13,4	52,1	12,0	46,7	0,3	1,2

règne dans les surfaces forestières données au tableau 2, du fait qu'elles englobent des « pâturages boisés » où les arbres et les buissons sont clairsemés. Elles ne comprennent pas, par contre, les tourbières boisées. Les conifères prédominent très largement. Des peuplements de feuillus occupent le flanc N des gorges et la Basse-Areuse (Wirth, 1914).

Les sols propices aux prairies et à la culture dérivent principalement de la couverture quaternaire ainsi que des affleurements marneux jurassiques, crétacés et tertiaires. Sur les calcaires, la couche de terre arable est fréquemment mince et soumise à un lessivage actif (p. 92). Ces deux facteurs, joints à celui de l'altitude, motivent l'existence généralisée de pâturages dans les zones d'altitude moyenne et supérieure.

La carte des tourbières de la Suisse, de Früh et Schröter (1904) ne donne pas moins de 46 tourbières pour le bassin de l'Areuse. Le type du « marais bombé » prédomine. La plus vaste d'entre elles, celle de la vallée des Ponts, couvrait une étendue de 17 km^2 avant sa mise en exploitation. La tourbière du Cachot constitue, avec ses 4,5 km^2, la plus importante de celles qui existent dans la vallée de la Brévine. La tourbière de la Vraconnaz mesure 0,38 km^2, celle des Verrières, 0,23 km^2 et celle de Noiraigue, 0,23 km^2 également (Lesquereux, 1844, p. 35). Les sondages que nous avons faits entre Môtiers et Couvet permettent de supposer que la tourbière dont il subsiste, dans cette région, quelques vestiges apparents, couvrait autrefois 0,3 à 0,4 km^2.

3. Réseau hydrographique (Pl. 7)

L'*Areuse* (31 km) prend naissance dans le cirque de Saint-Sulpice, à la volumineuse résurgence de la Doux (799 m). Elle traverse le cirque en un cours rapide dont la dénivellation est mise à profit par

de petites usines électriques. Franchissant ensuite le défilé du Pont-de-la-Roche, elle atteint la vallée qu'elle parcourt dans un lit autrefois sinueux, en raison de la faible pente du talweg, mais que d'importantes corrections effectuées en 1867-1869 et 1949-1954, ont partiellement rectifié. Ces dernières avaient pour objectif de supprimer les inondations accompagnant chaque crue. A Noiraigue (725 m) commencent les profondes et pittoresques gorges de l'Areuse, par lesquelles la rivière s'est frayé un chemin hors du Jura. Leur dénivellation de 270 m a permis un aménagement hydro-électrique en quatre paliers, datant de la fin du siècle passé (Association suisse pour l'aménagement des eaux, vol. II, 1949). La chute de Noiraigue à Champ-du-Moulin est utilisée par les usines du Plan-de-l'Eau (718 à 687 m) et des Moyats (686-631 m) ; celle de Champ-du-Moulin à la sortie des gorges, par les usines de Combe-Garot (630 à 532 m) et des Prés-du-Chanet (531 à 457 m).

En quittant les gorges, la rivière emprunte un canyon de 30 à 60 m de profondeur, creusé dans le plateau molassique de Boudry, qui la conduit jusqu'aux rives du lac de Neuchâtel. Dans la dernière partie de son cours, elle parcourt son propre delta, long de 1,5 km et large de 3 km.

Les affluents de l'Areuse sont, à l'exception du *Buttes* qui occupe la partie supérieure de la vallée, de peu d'importance. Quelques-uns, au régime très variable, prennent naissance dans les combes argoviennes latérales (Deneyriaz, Bied de Môtiers, Sucre) ; d'autres évacuent les eaux de portions synclinales crétacées (ruisseau des Combes, des Riaux, Crozet) ; certains d'entre eux forment les chenaux conduisant à l'Areuse l'eau des résurgences principales (Fleurier, Noiraigue, Merdasson), d'autres enfin, récoltent les eaux phréatiques du fond de la vallée (Bied de Boveresse, canal du Pré-Monsieur).

Les cours d'eau des *vallées fermées de la Brévine et des Ponts* gagnent l'Areuse par l'intermédiaire de voies souterraines qui les conduisent respectivement aux résurgences de la Doux et de la Noiraigue. Ils ne fournissent, d'ailleurs, qu'une fraction de l'eau de ces sources, le reste provenant de l'infiltration dispersée. La périphérie des tourbières occupant les deux vallées est jalonnée par de nombreux entonnoirs (emposieux) auxquels aboutissent des fossés de drainage ou des ruisseaux locaux. Quelques ruisseaux plus importants serpentent au centre des vallées :

Dans la vallée *des Ponts*, le Grand-Bied venant de l'E et son affluent, le Bied de Martel-Dernier, venant de l'W, constituent la décharge principale des tourbières. En outre, lors des crues, ils reçoivent l'apport des combes argoviennes latérales qui les enflent

considérablement. A l'étiage, l'eau de ces combes se perd en cours de route, dans les semi-cluses jurassiques et dans les masses alluviales étalées devant leur issue.

Dans la vallée *de la Brévine*, le ruisseau du Cachot et le Bied de la Brévine constituent les deux collecteurs principaux du trop-plein des tourbières. La combe argovienne des Roussottes nourrit le Bied du Gigot qui se perd normalement dans un entonnoir, à l'issue de son bassin alimentaire. Au moment des crues, il envahit les champs et parvient à l'entonnoir du Maix-Rochat, au centre de la vallée.

Le lac des Taillères mesure, lorsqu'il est à sa cote maximum de 1039,5 m, 1,9 km de longueur sur 200 à 300 m de largeur ; sa profondeur maximum atteint 9 m. Il est alimenté par des suintements du terrain marécageux qui le borde au N et à l'W et par le petit ruisseau des Placettes qu'on y a dérivé en 1925. Son trop-plein disparaît dans un entonnoir situé vers le milieu de la rive S.

En 1925, le niveau de l'émissaire a été relevé de 1037 à 1039,5 m pour accroître le volume de l'accumulation (Martenet, 1922, 1924 ; Borel, 1925). Une vanne permet d'évacuer à volonté les eaux dans l'entonnoir. Il est possible, par là, de régulariser dans une certaine mesure le débit d'étiage de la source de la Doux. Celle-ci réagit en moyenne 18 heures après l'ouverture de la vanne. Le volume du lac utilisable pour cette opération est de 2 millions de mètres cubes (Association suisse pour l'aménagement des eaux, vol. II, 1949, p. 596).

D'après la tradition, le lac des Taillères se serait formé à la suite d'un brusque effondrement, au cours des temps historiques. Le maire Huguenin, dans sa description très objective de la Juridiction de la Brévine (1841), mentionne deux actes de chancellerie relatifs à l'octroi de droits d'eau aux Taillères, qui pourraient donner du crédit à la légende. Selon ces documents le phénomène se serait produit entre 1487 et 1515. Perret (1924) est du même avis. Par contre, Jeannet (1924, 1925) réfute catégoriquement cette hypothèse. De nombreux sondages opérés sur le pourtour du lac ont révélé que son substratum consiste en moraine de fond, reposant sur des argiles probablement lacustres, plus anciennes. En conséquence, la nappe d'eau pourrait avoir existé, et à plus grande échelle que maintenant, déjà pendant l'interglaciaire Riss-Würm. A la fin de la glaciation würmienne, un culot de glace aurait subsisté dans la région, à l'abri de la falaise rocheuse du S. Le lac se serait reformé ensuite, s'élevant d'abord jusqu'à la cote de 1040 m ainsi qu'en témoignent des vestiges de terrasses, puis, par un abaissement brusque, aurait atteint son niveau actuel.

La section orientale de la vallée *des Verrières* ne possède pas d'écoulement en surface. Dans la partie occidentale, par contre, il existe un ruisseau, la Morte, qui prend naissance aux Verrières où le drainage souterrain est encore tributaire de l'Areuse et se jette dans le Doubs, à la Cluse et Mijoux.

Densité hydrographique

Le réseau fluvial du bassin de l'Areuse est orienté, dans ses grandes lignes, suivant le sens du plissement. Il comprend de longues sections longitudinales séparées par de brefs tronçons transversaux. Sa *densité*, rapport de la longueur totale des cours d'eau (115,3 km) à la surface du bassin (405 km²) est égale à **0,28**.

Cette proportion est *très faible*. De l'étude générale de Flück (1926) sur cette question, nous extrayons, à titre de comparaison, les densités suivantes :

Région	*Surface* (km²)	*Densité moyenne*
Totalité du Jura	15 427	0,54
Jura tabulaire bâlois-argovien	658	1,22
Hautes Chaînes nord-orientales	2 569	0,78
Franches-Montagnes	254	0,34
Plateaux du Jura central	4 599	0,31
Forêt Noire	—	1,40

Le bassin de l'Areuse fait partie de la région rangée sous la dénomination Hautes Chaînes nord-orientales par Flück. L'auteur démontre que la densité ne croît pas avec la pluviosité et qu'elle n'est pas influencée par la couverture végétale. Seuls les facteurs géologiques et karstiques entrent en ligne de compte.

Le rôle du sous-sol est mis en lumière, dans notre cas, par l'hydrographie des combes argoviennes. Grâce à leur fond imperméable, celles-ci atteignent une densité fluviale plus élevée que celle de l'ensemble du bassin :

Combe	*Aire d'affleurement Dogger-Argovien* (km²)	*Densité*
La Vaux	3,22	0,65
Trémalmont	3,65	1,59
Combes-Dernier	2,25	3,06

4. Profils d'érosion

Le profil longitudinal de l'Areuse et de ses affluents principaux est donné à la planche 7. Pour les Bieds des Ponts et de la Brévine, ainsi que pour le lac des Taillères, le trajet rectiligne, de la perte à la résurgence, est représenté par un trait discontinu. Les débits moyens annuels de l'Areuse et du Buttes sont également indiqués par une ligne cumulative, qui donne une idée de l'importance relative de l'apport de chacun des affluents. Profils et débits fournissent, ensemble, un aperçu des puissances érosives passées et actuelles qui entrent en jeu dans la mise en place du réseau hydrographique.

Val-de-Travers

Le profil longitudinal de la vallée de l'Areuse et du Buttes présente une succession de paliers et de rapides (Pl. 7). D'une manière générale, le passage du talweg d'un synclinal sur un anticlinal, ou vice versa, à travers la série des calcaires durs du Jurassique supérieur, s'accompagne d'un accroissement de pente. Les paliers correspondent plutôt aux parcours parallèles aux plis.

1. Un premier gradin important sépare Noirvaux (970 m) de Longeaigue (820 m). Sa pente moyenne s'élève à 82 $^{0}/_{00}$. Plusieurs causes concourent à sa formation :

— renforcement de la Noiraigue par la Deneyriaz, à Noirvaux ;

— passage de la vallée du synclinal du Val-de-Travers sur l'anticlinal de la Vraconnaz et enfoncement rapide dans la section anticlinale où sont atteintes les couches argoviennes ;

— renforcement du Buttes, à Longeaigue, par le ruisseau des Combes et surtout par la résurgence de la Baume de Longeaigue (qui ne coule plus, aujourd'hui, qu'occasionnellement).

2. Depuis Longeaigue jusqu'en aval de Champ-du-Moulin, dans les gorges, le talweg est occupé par d'importants dépôts glaciaires et alluviaux, de sorte que le profil actuel s'écarte sensiblement de celui du bedrock.

a) *Bedrock*. Sa position n'est connue ou supputée avec quelque exactitude qu'en de rares points :

— Un sondage de recherche d'eau, exécuté en 1928 à l'W du village de Couvet, a rencontré l'Albien en place du flanc N à 58 m de profondeur, soit à 675 m environ (Jeannet, 1930, p. 12).

— Lors de l'excavation d'un nouveau lit coupant le méandre de la Presta, en amont de Travers, un petit entonnoir absorbant s'est

ouvert dans le fond limoneux. Cela paraît indiquer l'existence d'un seuil rocheux peu profond, prolongeant l'arête crétacée de la Presta. Sa présence est confirmée par le fait qu'au cours des mêmes travaux, à 50 m plus en aval, un obstacle dur a été constaté à 6 m au-dessous du lit corrigé.

— Au Plan-de-l'Eau, dans la partie supérieure des gorges, le lit préglaciaire se trouverait, selon Schardt (1911 *a*, p. 335), à quelque 350 m au S du cours actuel et à un niveau inférieur d'environ 100 m, soit à 570-600 m.

A l'aide de ces quelques indications (voir aussi Fisch, 1945) et d'observations plus générales, nous pouvons assigner au bedrock la position suivante (Pl. 7) :

Un profil normal d'érosion existe entre Longeaigue et la semi-cluse du Crêt-de-l'Anneau. Il se peut que la pente soit relativement élevée à l'amont, dans le domaine des calcaires secondaires et plus faible en aval, où sont atteintes les couches tertiaires peu résistantes. A Travers, le sillon d'érosion devient de plus en plus étroit et s'accompagne de terrasses dues à l'inégale résistance des terrains crétacés. Les ravins latéraux se raccordent probablement sans gradin important. La semi-cluse du Crêt-de-l'Anneau constitue le début d'un nouveau profil d'équilibre réalisé sur le parcours anticlinal de la vallée de Noiraigue et de la première partie des gorges actuelles. L'approfondissement est, sans doute, assez rapide au début, jusqu'au point où sont atteintes les marnes argoviennes marquées, elles, par une pente réduite. Le retour du sillon d'érosion dans le synclinal du Val-de-Travers, au Saut-de-Brot, s'opère par une nouvelle semi-cluse oblique ou transversale, accompagnée d'une recrudescence locale de la pente. Un gradin est en voie de formation, en aval de Champ-du-Moulin, entre l'ancien talweg obstrué par le bouchon glaciaire et la section qui lui succède, où l'érosion s'est poursuivie sans discontinuité.

b) *Profil postglaciaire.* Il est caractérisé par les deux seuils de Noiraigue et de Champ-du-Moulin (p. 67 et 82). Le premier commande un profil d'équilibre très adouci, qui remonte sans perturbation jusqu'à Longeaigue. Son franchissement donne lieu au rapide du Saut-de-Brot, présentant une dénivellation de 85 m en l'espace de 2,5 km. Le second seuil détermine la pente modérée de la section synclinale de Champ-du-Moulin, qu'interrompt brusquement le rapide de la Verrière. Celui-ci ramène l'Areuse dans son talweg préglaciaire, au cours d'une dénivellation de 40 m dont la pente atteint un maximum de 115 ‰.

L'un et l'autre de ces rapides dénotent une active érosion régressive qui tend, pour le moment, à en accentuer la pente. Ils traduisent,

en outre, le caractère linéaire de l'érosion : plutôt que de déblayer les matériaux meubles qui encombrent son ancien talweg, l'Areuse s'enfonce verticalement dans la roche en place, à l'endroit même où elle a été repoussée.

3. Le franchissement de la première chaîne jurassienne, dernier obstacle avant la plaine, s'accompagne d'un rapide localisé dans les calcaires jurassiques du flanc méridional de l'anticlinal. Ce rapide constitue la partie la plus spectaculaire des gorges : le gor de Braye. Sur 400 m de longueur, l'Areuse coule entre deux murailles verticales distantes de quelques mètres et hautes de 15 à 20 m. Dans la partie aval, l'enfoncement se poursuit en ombilic. Des vestiges d'érosion tourbillonnaire s'observent jusqu'au haut de la paroi N, ce qui laisse entendre que le creusement est récent, en tous cas postglaciaire. Il n'a pu se faire avec une telle rapidité que grâce à une zone de moindre résistance de la roche. Lehmann (1932, p. 172) tient pour certaine, en effet, la préexistence de diaclases dans la formation des canyons de ce type. Immédiatement en amont, la section comprise entre le pont du Gor et la grotte de Vert révèle une genèse semblable, mais d'importants éboulements, sur la rive gauche, élargissent le sillon au fur et à mesure de son approfondissement.

4. Dès la sortie des gorges, l'Areuse court sur ses alluvions récentes. La profondeur du bedrock molassique a fait l'objet de plusieurs estimations, comprises entre 6 et 100 m, suivant les hypothèses formulées pour la création du lac de Neuchâtel (Schardt et Dubois, 1903, p. 442 ; Frei 1925, p. 79 ; Fisch, 1950). Un forage exécuté récemment, près de l'embouchure du Merdasson, a rencontré la Molasse vers 7 m de profondeur.

Combes latérales

Les combes anticlinales possèdent des cours d'eau beaucoup moins puissants que l'Areuse, aussi sont-elles restées à un niveau bien supérieur à celui de la vallée principale. En règle générale, ces cours d'eau comprennent deux sections distinctes (Pl. 7) : une section amont, représentée par le parcours de la combe, où tend à s'établir un premier profil d'équilibre, et une section aval, formée par le torrent rapide qui descend dans la vallée en esquissant, au gré des circonstances locales, un second profil d'équilibre.

Les marnes dans lesquelles s'enfonce la combe se prêtent à une rapide abrasion. Le ruisseau creuse un sillon à la base des versants, ce qui provoque des glissements superficiels dans ceux-ci. Le phénomène s'observe particulièrement bien dans la partie occidentale du

vallon de la Vaux ainsi que sur les pentes méridionales du vallon des Auges, au NE de Sainte-Croix. Par ce processus, la combe a la possibilité de s'abaisser plus rapidement que ne le fait le seuil rocheux de Jurassique supérieur qui en constitue l'issue. Elle tend donc vers un profil d'équilibre. Celui-ci est à peu près réalisé dans la combe des Sagnettes (partie W du vallon de Trémalmont, formant le bassin alimentaire du Sucre). Il ne l'est pas du tout, au contraire, dans le vallon de la Vaux, pour la raison que le seuil rocheux lui-même s'approfondit rapidement le long d'une diaclase verticale, en donnant naissance à un petit sillon très étroit et légèrement oblique, semblable à ceux des gorges de l'Areuse (Pl. 2).

Une érosion suivant le même schéma est opérée, à plus petite échelle, par le ruisseau des Combes, dans les marnes hauteriviennes du synclinal de la Côte-aux-Fées. On y retrouve les deux sections caractéristiques du cours d'eau causées par le seuil des calcaires jurassiques de la semi-cluse de l'Echelier.

Vallée des Ponts

Du fait de son caractère fermé, la vallée des Ponts présente une configuration bien différente de celle du Val-de-Travers. Sur son fond plat, constitué par des sédiments imperméables et des formations tourbeuses, serpentent des ruisseaux peu actifs, qui ne réussissent à abaisser le seuil rocheux des entonnoirs où ils se perdent, que dans une faible mesure. Le principal d'entre eux, le Grand-Bied, s'est creusé un fossé à fond plat, large de 60 à 100 m, qui descend presque insensiblement jusqu'à l'emposieu du Voisinage, où il atteint une profondeur maximum de 11 m. Un autre ruisseau, dont l'entonnoir se trouve au NW du hameau des Emposieux s'est enfoncé, d'une manière analogue, à 5 m au-dessous du plancher de la vallée.

Les combes argoviennes latérales sont au niveau de la vallée principale, de sorte que leurs cours d'eau s'y raccordent sans gradin de confluence. Tout au plus, existe-t-il dans la semi-cluse une légère rupture de pente. Le cas du Grand-Bied, représenté à la planche 7, en est un exemple caractéristique. Seule la combe des Sagnettes, au N des Ponts-de-Martel, fait exception en s'ouvrant par un ravin qui franchit une dénivellation de 60 m. Le creusement de ces combes profondes, tant par les eaux courantes que par les glaciers, implique un charriage considérable de matériaux dont la vallée fermée fut le réceptacle. Ceux-ci en ont élevé et aplani le fond, tout en le soustrayant à l'action de la dénudation karstique. L'évolution morphologique de la vallée des Ponts est donc commandée dans une large mesure par le développement de ses vallons latéraux.

Vallée de la Brévine

Dans la vallée de la Brévine, l'ablation karstique prédomine. L'action fluviatile y est encore plus réduite que dans la vallée des Ponts. Le remplissage alluvial et morainique y paraît être beaucoup moins considérable. Les matériaux d'apport furent peu abondants du fait que les combes latérales sont toutes tributaires des vallées voisines, à l'exception de celle des Roussottes. Le travail érosif des cours d'eau se résume au creusement d'une tranchée de quelques mètres de profondeur à l'approche des entonnoirs principaux.

Sur le flanc N de l'anticlinal de l'Harmont, il existe un réseau bien développé de ruisseaux tributaires du Doubs. Ceux-ci façonnent des ravins d'érosion dont la tête s'approche du bassin de la Brévine, notamment au SW du Mont-Chateleu (Pl. 7). Ce faisant, ils entament le bord de la cuvette formée par les marnes argoviennes. Dans la région du Nid-du-Fol, la brèche ainsi formée s'abaisse à 1050 m, soit au niveau du fond de la vallée de la Brévine. Un détournement des eaux souterraines et superficielles de cette vallée vers le Doubs est donc parfaitement concevable en ce point, dans un avenir plus ou moins lointain.

5. Ablation karstique

Les surfaces calcaires du bassin portent les empreintes d'une active dénudation karstique. Les caractères distinctifs en sont conditionnés par les facteurs suivants :

1. Les dépressions synclinales et les vallées d'érosion normales découpent la surface du bassin en massifs de calcaire grossièrement tabulaires. Ces massifs sont dépourvus d'écoulement superficiel et le niveau de base de la circulation souterraine s'y trouve fréquemment à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Leur surface est donc entièrement livrée à la dégradation karstique. Par contre, les pentes périphériques très inclinées évoluent plus rapidement sous l'action de la délitation que sous celle de la corrosion.

2. Les calcaires alternent avec des marno-calcaires et des marnes qui limitent l'action karstique en profondeur et dont les affleurements donnent lieu à une morphologie particulière.

3. Au cours de la dernière glaciation, les plateaux calcaires furent occupés en bonne partie par des névés plutôt que par de véritables glaciers, si bien que la couverture morainique y est soit faible, soit inexistante.

4. Le climat actuel permet l'établissement d'un manteau végétal généralisé, avec formation d'humus, qui ne protège pas complètement

les surfaces calcaires sous-jacentes de la corrosion. Les surfaces rocheuses nues sont toujours de faible étendue.

Ces différents facteurs confèrent au karst du bassin de l'Areuse le caractère typiquement *jurassien*, défini par Cvijic (1925) comme un terme de transition entre le holokarst et le mérokarst. Pour le surplus, c'est un karst *couvert* sous ses propres résidus (« bedeckten Karst », Richter 1907) exceptionnellement *nu* et, par endroits, notamment dans les fonds de vallées, *sous-jacent* (selon la traduction proposée par Chabot, 1925, pour l'« unterirdisches Karstphänomen » de Penck, 1924). Les endroits où l'ablation karstique s'exerce avec le plus de force sont les plateaux occupant les antiklinaux des Cœuries, du Chasseron le Soliat, du Mont-des-Verrières, des Fontenettes et de la Fiacre, ainsi que les deux flancs du synclinal de la Brévine, dans leurs parties étalées.

Lapiés

Dans le bassin de l'Areuse, les surfaces calcaires nues où s'exerce, aujourd'hui encore, la « lapiézation » sont peu nombreuses et peu étendues. Rares y sont les lapiés classiques qui ne soient pas en voie de dégradation ou envahis par la végétation. Le champ lapiaire le plus vaste et le mieux conservé que nous ayons observé s'étend au NE du chalet de la Champagne, sur la Montagne-de-la-Fiacre. Le calcaire s'y présente à nu, en grandes dalles subhorizontales, parcourues par de longs sillons plus ou moins parallèles, étroits et espacés de plusieurs mètres. D'autres champs lapiaires sont signalés par Thiébaud (1937, p. 68) et Mühlethaler (1931, p. 268).

Les petites surfaces nues et inclinées présentent fréquemment des cannelures parallèles orientées suivant la plus grande pente et profondes de quelques centimètres. Elles représentent des rigoles de ruissellement d'eau pluviale.

Signalons encore les phénomènes de corrosion et d'érosion par les cours d'eau, sur les roches de leur lit. L'Areuse en fournit un bel exemple dans les gorges, à 800 m en aval de Combe-Garot. Elle parcourt, en cet endroit, de grandes dalles de Portlandien inclinées de 10-12° vers l'E, sur lesquelles elle sculpte diverses figures : lapiés, dépressions circulaires (moulins), petits ombilics aux formes fantaisistes, etc. Plus en aval, dans le tronçon du gor du Communal, affleurent, sur la partie gauche du lit, les marnes hauteriviennes grises. Celles-ci portent également de délicates ciselures nettement orientées le long de diaclases.

La forme qui caractérise vraiment le phénomène lapiaire du bassin est l'*essert*, au sens précis de ce terme dans le cycle proposé par Cvijic

en 1924. Il représente un stade avancé de la dégradation du lapié, dont il précède la disparition. Il ne subsiste plus, à ce degré d'évolution, que de petites arêtes et pointements rocheux plus ou moins denses, émergeant du tapis végétal (Pl. 3). L'essert [1] est répandu sur toutes les surfaces calcaires du bassin et donne bien à entendre que, dans l'ensemble, un cycle lapiaire y parvient à son terme. Il s'agit de celui qui débuta avec la disparition des glaces würmiennes (Chabot, 1927, p. 256). A ce moment-là, les surfaces rocheuses occupées par les glaciers se présentèrent à nu, la végétation n'avait encore que très peu de prise et l'enneigement était considérable. Les études récentes insistent, en effet, sur le rôle de l'eau de fonte de neige dans la formation des lapiés : en raison de la durée relativement élevée pendant laquelle a lieu son ruissellement, elle constitue l'un des agents les plus actifs de la corrosion superficielle (cf. notamment Boegli, 1951). Cependant, elle n'en est pas le seul. Cvijic (1924, p. 44) note que, dans le karst dinarique, les lapiés les plus typiques se développent là où les pluies sont les plus abondantes.

Le cycle commencé avec vigueur au moment du retrait des glaciers, parvient aujourd'hui à son terme. Sa régénération ne paraît pas possible dans les conditions présentes, puisque la roche est recouverte par l'humus et les résidus de la dissolution. Toutefois, dans la mesure où ces résidus sont décalcifiés, le travail de corrosion se poursuit en profondeur. Aubert (1943, p. 128) suppose que « les lapiés subhumiques ne doivent pas être complètement séniles ». Il est probable que l'eau parvenant au calcaire, après avoir traversé la couche meuble, présente des degrés d'agressivité différents de celui des précipitations atmosphériques qui forment les lapiés superficiels. En outre, elle s'y répand d'une manière plus uniforme et dans un laps de temps plus étendu qu'en surface. L'influence de la température n'est pas la même, non plus que celle des agents secondaires, tels que les organismes végétaux inférieurs. La corrosion peut rester active en causant une scarification générale du calcaire dont les lapiés superficiels ne seraient, en définitive, qu'une forme particulière.

Si, par contre, la roche possède un revêtement morainique ou autre, suffisamment calcaire et argileux, elle reste à l'abri de la corrosion. Nous avons observé le cas à Brot-Dessous, sur une surface de Callovien dont la couverture morainique, épaisse de 1 à 3 m, venait d'être enlevée. Le poli et les stries glaciaires y étaient parfaitement conservés.

[1] Ce terme figure dans l'onomastique du Val-de-Travers : « Montessert », au S de Fleurier, « Plan-Essert », à Boveresse, etc. Toutefois, il désigne, en Suisse romande, une terre gagnée sur la forêt par défrichement (Chessex, 1950).

Dolines

Les dolines, que Richter (1907, p. 471) qualifie de « Leitfossilien des Karstes », sont présentes dans le bassin de l'Areuse, avec toute la série des variétés figurant dans la littérature karstique. Nous distinguerons les types suivants :

1. *Dolines en forme de cuvette.* Elles sont de section régulière, circulaires ou ovales, généralement moins profondes que larges, à pentes douces et à fond concave. La roche en place n'y apparaît qu'exceptionnellement et elles sont tapissées par la végétation.

Les dolines liées à un *karst sous-jacent* sont les plus représentatives de ce type. Elles apparaissent là où les calcaires sont recouverts soit par des marnes (affleurements de l'Argovien, de l'Hauterivien, du Tertiaire), soit par de la moraine ou d'autres terrains meubles. Elles ont, le plus souvent, pour origine des tassements ou des effondrements de la couche supérieure du sol provoqués par une circulation d'eau sous-jacente, dans le calcaire ou dans l'intérieur même de la couche de couverture. Ce dernier cas, fréquent sur les pentes et les paliers argoviens, dénote une genèse *érosive* de l'excavation originelle, par des filets d'eau venant de la surface ou cheminant à la base de la couche d'altération, de sorte que l'on peut à peine parler encore de phénomène karstique. Il arrive que les dolines du karst sous-jacent soient groupées en alignements, ce qui fait supposer qu'elles sont en rapport avec une fracture. Elles apparaissent fréquemment aussi au voisinage du contact de deux couches marneuse et calcaire (« entonnoirs » de Mühlethaler, 1931, p. 270).

Dans le Purbeckien de l'extrémité occidentale de la vallée de la Brévine, il existe un alignement de dolines irrégulières, profondes de 2 à 5 m, à fond plat, qui sont probablement d'anciennes carrières à gypse (Mühlethaler, 1931, fig. 12). Elles présentent ceci de particulier, que le travail d'excavation amorcé par l'homme se poursuit maintenant grâce à la substitution d'agents naturels : plusieurs d'entre elles ont coupé des filets d'eau appartenant à la circulation sous-cutanée du Purbeckien. Ces filets se rassemblent maintenant en ruisselets qui sont absorbés par de petits entonnoirs en voie de formation, au point bas des dolines.

2. *Dolines en forme de baquet.* Elles diffèrent des précédentes par leurs parois escarpées où affleure souvent la roche et par leur fond qui tend à s'aplanir (Pl. 3). Leur approfondissement, favorisé par des diaclases subverticales, est plus rapide que le talutage naturel de leurs flancs.

Ces dolines caractérisent les surfaces où affleurent les calcaires en bancs peu inclinés. Mentionnons, à titre d'exemple, les deux grandes dépressions qui se trouvent sur le chaînon montagneux séparant le Cerneux-Péquignot de la vallée de la Brévine. Leur situation sur une crête est exceptionnelle. Allongées dans une direction oblique par rapport à la chaîne, elles l'incisent fortement. La plus grande des deux mesure près de 300 m de longueur et 20 m de profondeur. Sa paroi SW a une hauteur de 45 m.

La densité des dolines creusées à même les surfaces calcaires varie d'un endroit à l'autre. Elles paraissent parfois liées à des zones fissurées sur les anticlinaux tabulaires et forment alors des alignements tels que celui des Auberges, à la Nouvelle-Censière, qui comprend sept grandes dolines, ou l'ouvala du Soliat (p. 37). La vallée sèche qui débute par les deux ouvalas des Granges-Bailly (p. 44) comporte une suite ininterrompue de dolines jusqu'à son aboutissement dans le bassin fermé des Plans.

3. *Emposieux.* Dans le vocabulaire régional, l'emposieu ou Creux désigne un entonnoir où disparaissent des eaux superficielles ; parfois, en périodes de fortes pluies où à la fonte des neiges, son rôle s'inverse et il rejette à la surface de l'eau en excès dans le sous-sol. Il correspond aux « pertes » de Martel (1921, p. 130). Du fait de leur fonction, les emposieux occupent surtout les fonds de vallées.

Früh et Schröter (1904, p. 455) en comptent au moins 25 dans la *vallée des Ponts*, tous placés à sa périphérie, au pied des pentes. Quelques auteurs ont rattaché cette situation particulière à l'existence de la fissuration qui accompagne le redressement des couches sur les bords du synclinal. Nous pensons toutefois que l'absence d'entonnoirs, au centre de la vallée, est imputable en premier lieu à la présence d'un épais revêtement alluvial et morainique à caractère étanche. L'emposieu le plus important est celui qui termine le cours du Bied, dans les calcaires crétacés du flanc N, près des Ponts-de-Martel. Il ne constitue pas, morphologiquement parlant, une véritable doline : le fossé à fond plat où serpente le ruisseau prend fin brusquement contre une petite falaise rocheuse en hémicycle, au pied de laquelle l'eau disparaît en tournoyant lentement. Une perte du même type, mais moins profonde, se trouve au NW du hameau des Emposieux. A Combe-Varin, il existe deux entonnoirs particulièrement vastes, dont l'un mesure 8 m de profondeur et 0,2 km² d'ouverture.

Dans la *vallée de la Brévine*, les emposieux ne sont pas tous situés au pied des versants. Plusieurs d'entre eux, et non des moindres, s'ouvrent dans l'axe de la vallée où l'absence d'un remplissage morainique épais a permis leur formation. Tel est le cas de celui du Cachot,

large dépression qui termine le cours du ruisseau du même nom et qui comporte une grande crevasse partiellement obstruée par un éboulis. Tel est également le cas de nombreux petits entonnoirs situés à la périphérie des tourbières. L'emposieu du lac des Taillères, creusé sur la rive S, consiste en une crevasse accessible sur une dizaine de mètres de profondeur. Au XVI[e] siècle une roue hydraulique avait été installée dans le fond et actionnait un moulin.

Ouvalas

Un remarquable ouvala s'étend sur le plateau du Soliat, au SW du cirque du Creux-du-Van. Allongé dans la direction N-S, il mesure 1450 m de longueur et ne compte pas moins de 35 dolines. Sur son flanc oriental aboutit, venant du NE, une petite vallée sèche pourvue elle aussi de dolines dans sa partie supérieure. Ce vaste ouvala est incontestablement lié à l'existence d'une fracture transversale de l'anticlinal. Deux ouvalas importants existent également à la périphérie du bassin, à l'W des Granges-Bailly (2,8 km au NE des Fourgs). Le plus grand mesure 500 m de longueur, 15 m de profondeur et compte 6 grandes dolines. L'ouvala des Beaumes, au Mont-des-Verrières, présente la particularité que plusieurs des dolines qui le composent se terminent par un puits vertical où la neige se conserve jusqu'en été. L'un d'eux donne accès à une salle basse dans laquelle nous avons noté, au début de juillet 1955, des stalactites et stalagmites de glace. Selon Spinner (1920), la glace y persiste pendant toute la saison chaude.

Dans le bassin de l'Areuse, l'ouvala est à considérer comme exceptionnel. Ce trait souligne, à notre sens, l'une des grandes différences extérieures du karst jurassien et du karst adriatique, dans lequel cette forme est généralisée. Elle y est caractérisée par sa direction parallèle à celle des couches et par le fait qu'elle constitue le point de départ de nombreux grands poljés (Cvijic, 1901, p. 76). Dans notre bassin, les ouvalas existants paraissent être liés plutôt aux fractures et, grâce à ce fait, leur direction peut s'écarter de celle des strates. La forêt des Cornées, sur l'anticlinal des Fontenettes, possède plusieurs petits ouvalas dont les uns sont nettement liés à l'affleurement d'une certaine couche, tel celui qui se trouve au SW de Pierre-Marquée, et qui contient les deux gouffres de Sibérie et du Chenal, tandis que d'autres ont une direction quelconque.

Gouffres

Les gouffres, cavités où la composante verticale de creusement l'emporte sur la composante horizontale (Fournier 1923, p. 152), ne

paraissent pas liés nécessairement à un ruissellement superficiel, dans notre bassin. En tout cas, les autres témoins de celui-ci seraient souvent effacés. Nous les rattachons plus simplement au phénomène des *cheminées*, conditionnées par des diaclases subverticales, qui sont répandues au sein de tous les massifs de calcaire. Ces cheminées s'observent dans les grottes naturelles comme dans les excavations artificielles (tunnels des Roches-Houriet, Jaccard, 1882 ; du Haut-de-la-Tour, Mühlethaler, 1931, p. 280, etc.). Qu'un jour, pour une raison ou pour une autre (effondrement, ablation superficielle), la cheminée acquière un orifice supérieur, elle portera désormais le nom de gouffre.

Deux causes paraissent intervenir dans la formation des cheminées :

1. *Niveau d'eau souterraine oscillant.* Au-dessus des voies d'écoulement sous pression, les fissures de la roche fonctionnent comme tubes piézométriques à niveau d'eau variable. Dans ces conditions, elles donnent naissance aux cheminées « en éteignoirs » bien connues dans les grottes (Baume-de-Longeaigue, par exemple). Ce phénomène a été décrit soigneusement par Trampler, en 1893 déjà. Jaccard (1882) mentionne un niveau d'eau oscillant dans l'une des cheminées des Roches-Houriet, ainsi que des figures de corrosion qui paraissent y être liées.

2. *Concentration d'eaux en cours d'infiltration.* Dans la roche située au-dessus de la zone de saturation, l'eau qui descend depuis la surface tend à se rassembler en filets de plus en plus volumineux, empruntant les grandes diaclases. Il se crée ainsi des voies d'eau descendantes qui s'élargissent en boyaux verticaux à parois souvent très inégales.

Un exemple caractéristique de ce processus est donné par une cheminée dépourvue d'orifice supérieur qui a été mise à jour dans la carrière du Pont-de-la-Roche, à Fleurier (Pl. 2). Par temps pluvieux, l'eau des calcaires circonvoisins se rassemble et ruisselle sur les parois très irrégulières de cette cavité, avec un débit pouvant atteindre plusieurs dizaines de litres à la minute. En outre, lors des grandes crues, un fort afflux d'eau souterraine monte du sous-sol et se déverse à la surface par une fenêtre située à 1,5 m au-dessus du fond de la carrière.

Dans la paroi du puits terminal de l'une des dolines de l'ouvala des Beaumes (p. 37), un filet d'eau permanent sortant d'une fissure creuse une gorge verticale large de 1 à 2 m et profonde de 1 à 1,5 m. Elle présente une section régulière, due probablement à la constance de l'action du filet d'eau et porte les cannelures horizontales caractéristiques de nombreux gouffres, qui sont causées par l'inégale résistance des bancs calcaires.

Les gouffres du bassin de l'Areuse (Pl. 8) sont de dimensions modestes. Leur profondeur excède rarement 50 m (Cernil-la-Dame, 95 m). Il en existe quelques-uns au SW du Soliat (Thiébaud 1937, p. 66 et au Mont-desVerrières (Delachaux, 1868, Spinner, 1920). Un alignement de 11 gouffres occupe la zone axiale de l'anticlinal des Fontenettes, dans la forêt des Cornées. La plupart d'entre eux présentent la forme d'entonnoirs renversés (Mühlethaler, 1931, p. 274, Anonyme 1943, Audétat, 1942).

Certains gouffres conservent des amas de neige toute l'année. Le plus intéressant, à ce titre, est la glacière de Monlési, à 2 km au NW de Couvet (Pl. 8). Elle consiste en une caverne vaste et basse, communiquant avec la surface par deux puits verticaux d'une vingtaine de mètres de hauteur. Le fond légèrement incliné de la caverne est occupé par un glacier permanent (Browne, 1865, de Tribolet, 1877 *b*). Un autre glacier souterrain important a été découvert récemment par Audédat (1946) dans le Creux-Bastian près de la Joconde, à l'WSW du Soliat. Certains gouffres sont froids, même en l'absence de neige résiduaire, comme par exemple, la glacière du vallon de la Vaux ou la grotte des Petites-Fauconnières. Au fond de cette dernière, à 7-8 m sous la surface, nous avons mesuré, dans l'après-midi du 27 août 1952, une température de 3,4°, alors que l'air extérieur avait 21°.

Grottes

Les flancs du Val-de-Travers recèlent plusieurs grottes qui ont été soigneusement inventoriées et levées par différents groupements spéléologiques. Toutefois les recherches entreprises jusqu'ici sont uniquement topographiques. Aucune étude morphologique n'en a été faite, du moins pas à notre connaissance. Dans le petit nombre de celles que nous avons eu l'occasion de visiter, divers modes d'évidement se révèlent distinctement :

1. *Dissolution par un courant d'eau à niveau oscillant.* Il en résulte des boyaux dont la section tend à s'arrondir du fait qu'ils sont, soit remplis complètement par l'eau en circulation, soit parcourus par un courant à niveau variable (Lehmann, 1932, p. 148). Le couloir principal de la grotte de la Sourde offre un exemple particulièrement frappant de ce cas (Pl. 5) : sur certains tronçons, il possède une section presque régulièrement circulaire. La circulation dont il est encore temporairement le siège, se trahit d'ailleurs aussi par la présence, dans une partie basse, de galets bien arrondis ainsi que par un petit dépôt de sable d'origine principalement sidérolithique, à l'issue d'une fissure latérale.

2. *Dissolution par l'infiltration dispersée.* Le ruissellement de l'eau d'infiltration produit une corrosion du plafond et des parois qui conduit à une altération de la forme arrondie, notamment dans les grottes définitivement abandonnées par les courants. Au fond de l'« impasse » de la grotte aux Fées, la voûte et les flancs sont découpés par des sillons qu'on ne pourrait mieux comparer qu'à des lapiés. Toutefois, le boyau donne encore l'impression d'avoir possédé primitivement une section arrondie. Dans la grotte du Chemin-de-Fer, le ruissellement paraît être à peu près permanent. Il a donné naissance à une crevasse aux formes tourmentées, sorte de grand lapié renversé, dépassant par endroits 5 m de profondeur, qui constitue maintenant le plafond de la galerie sur presque toute sa longueur. Au fond de celle-ci, l'action corrosive se traduit par la formation de cupules caractéristiques (Kolken) et par de petites niches en forme de cloches, hautes de 1 à 2 m, dans le plafond.

3. *Dissolution par l'eau de condensation.* La condensation qui se produit en été dans les grottes à circulation d'air, contribue aussi à la corrosion. On l'observe nettement dans la grotte aux Fées, dont les deux issues favorisent le phénomène. Le résidu de la dissolution consiste en une croûte pulvérulente appliquée sur la roche.

4. *Erosion.* La part de l'érosion, dans le travail d'excavation des grottes, est bien difficile à faire (Bächler, 1945). Les matériaux de transport (galets roulés et sable), observés dans la grotte de la Sourde, impliquent son intervention.

Les surfaces rocheuses attaquées par la corrosion sont finement rugueuses. L'érosion donne, au contraire, une structure tout à fait lisse (Lehmann, 1932, p. 156). Ainsi, c'est à l'action prédominante de l'érosion qu'il faut attribuer, par exemple, le fond poli du chenal d'écoulement des eaux dans le porche de la baume de Longeaigue.

5. *Délitement.* Le délitement de la voûte et des parois (dans la partie soustraite aux influences atmosphériques extérieures) est considérable à l'intérieur de la grotte de l'Ubena. Cela tient, d'une part, à la stratification en bancs peu épais des calcaires argoviens supérieurs dans lesquels elle pénètre et, d'autre part, à leur fissuration. En d'autres grottes, le délitement est beaucoup moins accusé. La corrosion active qui règne dans la grotte du Chemin-de-Fer, creusée au sein des calcaires massifs du Kiméridgien supérieur, paraît le prévenir.

6. *Dégradation sous l'influence des agents atmosphériques.* La profondeur à laquelle se fait sentir cette influence varie dans chaque cas particulier. Le cas extrême est celui de la grotte aux Fées. L'« entrée » de cette dernière paraît être un orifice secondaire créé unique-

ment par dégradation mécanique d'une zone très fissurée du massif rocheux.

Les grottes du Val-de-Travers, dont la physionomie n'est qu'ébauchée par ces quelques observations, fourniraient, sans doute, matière à une intéressante étude de morphologie comparée et d'autres questions, telles que celles des sédiments du fond, de l'âge, etc.

Nous donnons, à la figure 5, la courbe granulométrique d'un sédiment argileux non stratifié, de couleur jaunâtre, remplissant une cavité latérale de la grotte du Chemin-de-Fer.

Bassins fermés

Les bassins fermés de notre territoire appartiennent à deux catégories : les uns sont d'origine tectonique et les autres résultent de la seule ablation karstique.

a) *Bassins fermés tectoniques*

L'élément tectonique auquel ils doivent leur existence est le synclinal. Les deux vallées de la Brévine et des Ponts sont dans ce cas.

Vallée de la Brévine. — La vallée de la Brévine s'étend à la plus grande partie d'un brachysynclinal étalé, dont l'axe descend des extrémités vers le centre (Pl. 6). Elle constitue une dépression de 85 km² et se place, par son étendue, au second rang des bassins fermés du Jura, après la vallée de Joux.

Dans la classification des formes karstiques de Cvijic (1918), la dépression synclinale peut être qualifiée de *poljé* si l'ablation karstique concourt, d'une manière appréciable, à son enfoncement. Tel est bien le cas de la vallée de la Brévine. Le fond et les flancs étalés en sont occupés, en majeure partie, par des calcaires jurassiques et valanginiens fissurés, excluant tout ruissellement superficiel. Seul le cœur du pli conserve un noyau imperméable, d'étendue restreinte, constitué surtout par les marnes hauteriviennes, la Molasse (Rickenbach, 1925, p. 44) et des argiles quaternaires supportant des tourbières. Sur les calcaires, le travail de l'ablation karstique se manifeste à chaque pas. Il marque d'empreintes particulièrement caractéristiques toute la région SW. A partir des Jordans, le talweg devient nettement isoclinal par enfoncement dans les calcaires du flanc N du pli et cet enfoncement est, avant tout, l'œuvre de la corrosion : la vallée se termine par un chapelet de grandes dolines étalées, formant un alignement de 2 km de longueur entre la Planée-de-Bise et le Grand-Cernet.

L'approfondissement par action karstique a lieu aussi dans les sections centrale et orientale de la vallée, en dépit de la couverture imperméable. Il se traduit par la formation d'une succession de dépressions irrégulières, profondes de 5 à 16 m et dont l'étendue dépasse en général 1 km². Celles-ci sont constituées par la réunion de dolines évasées, tapissées des résidus de la corrosion et, peut-être aussi, de vestiges morainiques. En voici les plus importantes, de l'W à l'E :

Dépressions	*Altitude*	
	du fond	*du seuil*
Les Michels	1041 m	1056 m
L'Anneta	1043	1056
Les Taillères	1035	1051
L'Harmont	1046	1051
Le Cachot	1042	1058
Les Bas-de-Bétaud	1073	1083

Ces cuvettes, à l'exception de celle des Taillères qui est occupée par un lac permanent et celle de Bétaud, située à une altitude plus élevée, se remplissent d'eau pendant les périodes très pluvieuses (Pl. 5). Les espaces qui les séparent portent, par endroits, des barres rocheuses résistantes qui sont comparables aux « hums » des poljés dinariques. Elles émergent des prairies, parfois sur plusieurs centaines de mètres de longueur. Des emposieux de dimensions variées s'ouvrent à la périphérie des tourbières et révèlent la présence des calcaires perméables généralement à faible profondeur.

Les flancs de la vallée trahissent, dans leurs parties étalées, une ablation karstique fort active. Celle-ci donne naissance à une richesse exceptionnelle de formes dans toute la région SW, d'une part sur les pentes septentrionales et, d'autre part, sur la voûte anticlinale des Fontenettes, et plus particulièrement dans la forêt des Cornées. Cette dernière recouvre un karst ruiné réellement impressionnant. La zone axiale du pli est parsemée de lapiés plus ou moins séniles, de dolines, d'ouvalas en formation, de gouffres, de petites vallées sèches aux flancs chaotiques, d'éminences rocheuses formées par l'entassement des bancs subhorizontaux (Pierre-Marquée). Des dépressions longitudinales à fond humide, rappelant les bogaz du karst méditerranéen (Cvijic, 1918), marquent l'affleurement des marnes du Banné.

Une forme particulière qui, comme les dépressions du Banné, doit son existence à l'inégale résistance des bancs rocheux, confère à la région située au N des Michels et des Barthelémy, un aspect tout à fait spécial. Les calcaires portlandien et kiméridgien y affleurent avec un pendage de 12 à 15° vers le SE. Les bancs durs forment des arêtes

longitudinales régulières qui ménagent entre elles des sillons parallèles, occupant l'affleurement de calcaires moins résistants. Ces sillons atteignent plusieurs centaines de mètres de longueur, 50 à 100 m de largeur et 5 à 10 m de profondeur. Ils ont un profil caractéristique : leur bord méridional, constitué par la tête des calcaires durs, est abrupt et garni d'éboulis à la base ; leur bord septentrional, formé par le dos des couches de l'arête suivante, est moins incliné et, lorsque la roche affleure, sculpté par la corrosion. Le fond en est plat, herbeux et il porte, de place en place, de minuscules entonnoirs. Il arrive que ces sillons forment de petits bassins fermés; tel celui du pt 1047, à 1 km à l'W des Barthelémy.

Cette brève description, qui est loin d'épuiser le sujet de la morphologie karstique dans le bassin de la Brévine, suffit à en justifier, croyons-nous, le qualificatif de *poljé synclinal.*

Vallée des Ponts. — Le caractère de *poljé synclinal* est moins net dans le bassin des Ponts que dans celui de la Brévine. L'action karstique y paraît jouer un rôle plus effacé, du fait de conditions géologiques moins appropriées.

La vallée des Ponts constitue un bassin fermé de 68 km². Elle occupe une section synclinale déprimée, dont le flanc S est accompagné de plusieurs rides d'importance secondaire et de fractures (Pl. 6). En dépit de cette complexité structurale, la vallée présente un modelé relativement simple.

L'atténuation des inégalités du relief tectonique est attribuable non seulement au travail glaciaire et au puissant remplissage alluvial du talweg, mais aussi à l'ablation karstique. Toutefois, cette dernière ne donne pas lieu à un développement généralisé des formes qui lui sont particulières, du fait de la pente fréquemment élevée des versants. Elle est souvent gagnée de vitesse par la délitation. En outre, la présence actuelle d'un épais remplissage du fond, en majeure partie étanche, soustrait celui-ci au travail de la corrosion. Néanmoins, la circulation souterraine qui dirige toutes les eaux de la vallée vers la source de la Noiraigue implique une activité karstique sous-jacente qui, sans doute, contribue indirectement à l'évolution morphologique.

b) *Bassins fermés dus à la seule ablation karstique*

Les bassins de ce type sont nombreux, mais en général peu profonds et de faible étendue. Le plus caractéristique d'entre eux est celui des *Plans*, situé à 1 km au NE des Granges-Bérard, sur territoire français. Son étendue est de 0,43 km² et son bassin de réception couvre une surface de 3,72 km². Le point le plus bas s'en trouve à

1107,9 m et le seuil à 1122 m [1]. Creusé dans les calcaires portlandiens, à l'extrémité NW du décrochement de la Vraconnaz, il est allongé dans la direction N-S ; sa forme générale rappelle un parallélogramme, les côtés opposés parallèles suggérant l'influence de diaclases dans sa genèse. Sa partie la plus basse se trouve à l'extrémité S, où s'ouvrent 6 dolines en baquets (Pl. 3) disposées par trois, à proximité d'une butte s'élevant à 1123,5 m. Celle-ci porte, sur sa moitié N, une carapace argileuse (probablement glaciaire) ayant permis la formation d'un petit étang, tout à côté d'une doline herbeuse en cuvette, trahissant l'action karstique sous-jacente (Pl. 4). Plusieurs vallées sèches convergent vers ce bassin fermé. La plus importante arrive de l'E, depuis les deux ouvalas des Granges-Bailly et aboutit, par l'intermédiaire d'un gradin de confluence d'une vingtaine de mètres, dans la partie méridionale de la dépression. Une discordance identique s'observe, quoique avec moins de netteté, au débouché d'un autre vallon venant du S.

De nombreux autres bassins fermés d'origine karstique existent sur notre territoire. Ils vont de la grande doline plus ou moins profonde aux dépressions, dépassant 1 km², qui occupent le fond de la vallée de la Brévine (p. 42). Citons encore le bassin fermé qui contient la tourbière de la Vraconnaz : il mesure 0,96 km² et son aire de réception, 2,5 km². Sa profondeur maximum atteint 18 m au-dessous du seuil dont l'altitude est de 1108 m (d'après Jacot-Guillarmod, dans Emm. de Margerie, 1922).

De petits bassins fermés se forment au fond des vallées définitivement privées d'écoulement superficiel. Le profil longitudinal de ces vallées marque, de ce fait, des contre-pentes caractéristiques. Exemples : le vallon mentionné tout à l'heure, qui va des Granges-Bailly à la dépression des Plans, forme, à 500 m en amont de celui-ci, un léger bas-fond pourvu de plusieurs dolines profondes ; la vallée sèche de la Montagne-de-Plamboz, qui descend de la Tourne à Brot-Dessus, comprend un petit bassin fermé dans sa partie médiane.

Vallées sèches

« Les vallées sèches, de toute évidence, relèvent à la fois des lois de l'érosion normale et de celles de l'infiltration dans les calcaires... Il est frappant que les vallées sèches soient en général parfaitement conservées dans le Jura » (Chabot, 1927, pp. 250-251). Ces deux constatations, issues des observations faites par leur auteur sur les pla-

[1] Renseignements tirés de la carte française au 1 : 20 000, feuille Pontarlier, N° 8, sur laquelle la morphologie karstique est reproduite avec beaucoup de soins.

teaux du Jura central, résument aussi les caractères des nombreuses vallées sèches du bassin de l'Areuse.

Une grande diversité apparente règne, dans notre territoire, parmi ces vallées. Certaines d'entre elles ont encore occasionnellement un écoulement superficiel tandis que d'autres en sont totalement privées. Les unes consistent en vallons synclinaux, tels que celui des Verrières, dans sa partie orientale ou celui de la Montagne-de-Plamboz, formé par le synclinal de la Tourne ; d'autres sont des combes parallèles aux chaînes, creusées le long d'une couche marneuse, entre deux crêts de calcaire, et normalement dépourvues d'écoulement ; cette catégorie comprend bon nombre de combes hauteriviennes et purbeckiennes : d'autres, enfin, sillonnent les plateaux calcaires et sont, dans la grande majorité des cas, absolument dépourvues de ruissellement. Ces dernières constituent par places un véritable réseau qui donne au relief son caractère dominant, comme par exemple, dans la région du Soliat.

Une érosion normale, relativement récente, paraît pouvoir être invoquée dans la plupart des vallées sèches, sans qu'il soit nécessaire, pour cela, de recourir à des suppositions hasardeuses. Les glaciers quaternaires ont contribué au creusement de nombreux ravins actuellement secs, descendant du bord des plateaux. Durant les périodes de retrait, de puissants courants d'eau ont exercé, à leur tour, leur pouvoir destructeur, non plus seulement dans ces ravins (où le stade d'érosion le plus récent paraît bien être celui de l'activité torrentielle), mais sur les plateaux eux-mêmes. Il faut admettre, par contre, que ni la couverture morainique, ni la couche d'altération des calcaires furent suffisamment importantes pour donner lieu à de fréquents ruissellements, à l'exception peut-être de quelques cas isolés. Par contre, des écoulements superficiels peuvent avoir été provoqués par des reflux d'eau consécutifs à l'insuffisance des voies d'évacuation karstiques, soit à l'époque où l'hydrographie souterraine était moins développée qu'aujourd'hui, soit lorsque des glaces souterraines ou superficielles relevaient momentanément les niveaux de base.

Qu'il s'agisse de vallées synclinales, de combes ou de sillons taillés dans les surfaces calcaires, une prédisposition tectonique en est à l'origine. Le creusement affecte soit les couches peu résistantes, soit les zones fissurées. L'intervention de ces dernières nous paraît être mise en lumière par la direction suivant laquelle s'exerce l'érosion. La figure 3, établie à l'aide des directions moyennes de 41 vallées et tronçons de vallées sèches des environs du Soliat, indique nettement deux orientations préférentielles : 35°-45° W et 5° W 5° E. Elles correspondent, de toute évidence, à deux systèmes de diaclases coupant la chaîne transversalement.

Dans les vallées délaissées par les eaux superficielles, l'activité karstique est toujours à l'œuvre. Elle se traduit surtout par la formation de dolines qui tendent à créer des contre-pentes. Fréquemment aussi, les dolines apparaissent dans le prolongement amont des vallées, ce qui renforce l'hypothèse de la préexistence de grandes diaclases.

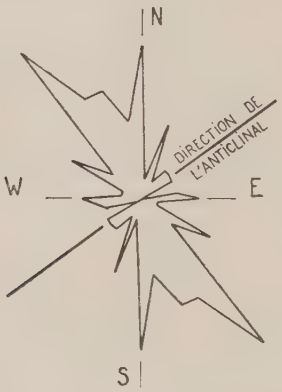


Fig. 3. — Diagramme des orientations des vallées sèches, dans la région du Soliat.

CHAPITRE 3

Les terrains constitutifs du bassin

Le bassin de l'Areuse est situé dans la zone bordière interne du Jura central ; ses terrains en présentent les faciès caractéristiques. Sauf quelques exceptions, les particularités pétrographiques déterminantes pour la circulation de l'eau existent uniformément dans toute son étendue.

Dans le présent chapitre, nous décrirons ces terrains en appuyant principalement sur les caractères qui intéressent l'hydrologie. Les terrains de couverture quaternaires feront l'objet du chapitre suivant.

Les tableaux stratigraphiques des pages 54 à 61 ainsi que la figure 4 résument la lithologie du socle rocheux dans les diverses parties du bassin, avec indication de la bibliographie correspondante.

1. Dogger

Le Dogger est connu par un certain nombre d'affleurements locaux, auxquels a donné naissance l'érosion de structures anticlinales. On possède même quelques indications sur le Lias supérieur, qui figurent également dans le résumé stratigraphique.

Considérée sous l'angle de la circulation karstique, la série du Dogger apparaît comme une alternance de couches calcaires et marneuses, perméables en grand et imperméables. Les calcaires forment trois niveaux principaux :

Calcaires calloviens : durs, bien lités, très fissurables ; puissance totale : 50 m au NE du bassin, 10 m environ au SW ;

Calcaires bathoniens : présents sous forme de roche dure, occupant la partie médiane de l'étage, dans les anticlinaux septentrionaux seulement. Combe des Cugnets 25 m ; environs des Verrières 35 m ;

Calcaires bajociens : puissante série calcaire avec intercalations marneuses très subordonnées. NE du bassin : 120-150 m ; étage mal connu au SW.

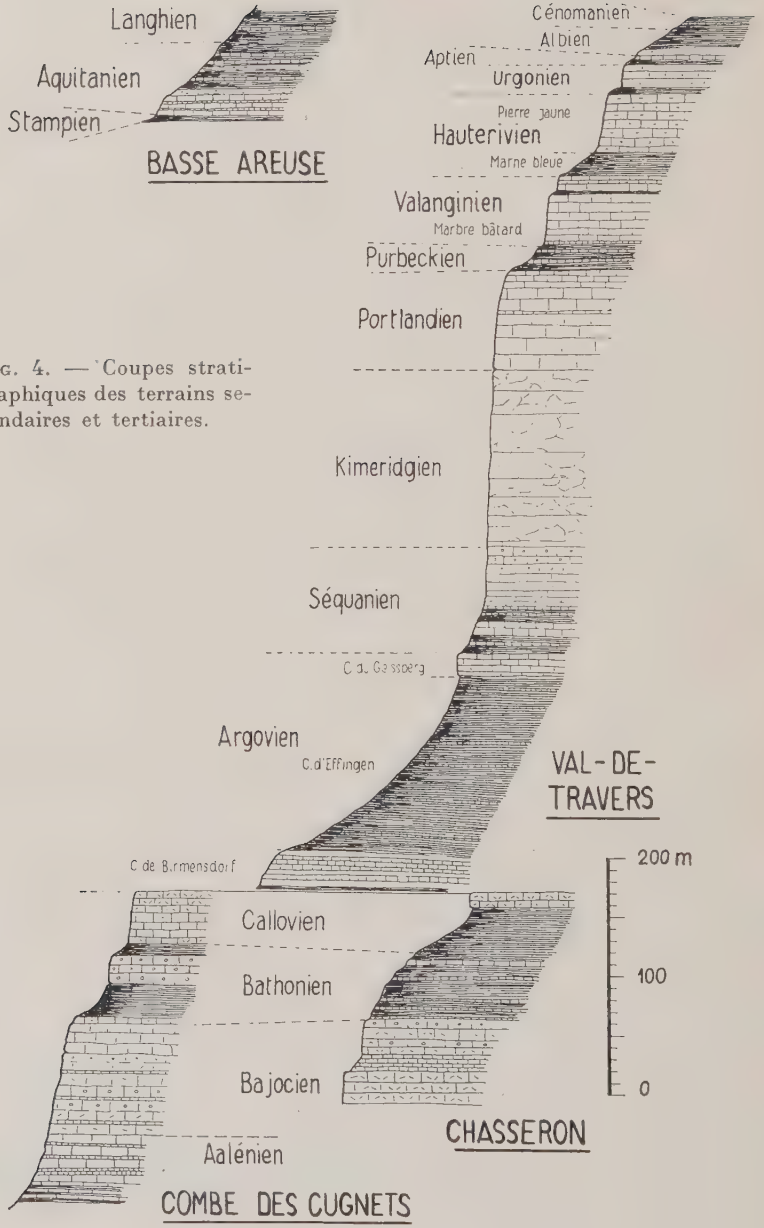


Fig. 4. — Coupes stratigraphiques des terrains secondaires et tertiaires.

2. Malm

Schématiquement, le Malm se compose d'une puissante série de calcaires reposant sur un complexe marneux et marno-calcaire de 130 à 150 m d'épaisseur.

Les calcaires qui, à l'exception de ceux du Séquanien inférieur, sont entièrement dépourvus d'intercalations marneuses, atteignent une épaisseur de 320 à 350 m. Leurs affleurements couvrent les deux tiers du bassin (tableau 3). Leur puissance et leur extension confèrent à celui-ci son unité hydrologique.

La limite des deux masses perméable et imperméable n'est pas rigoureusement déterminée. L'Argovien supérieur comprend des calcaires et le Séquanien inférieur, des horizons marneux non négligeables et, au surplus, variables. En fixant cette limite au contact des deux étages ainsi que nous l'avons fait, nous lui assignons une position moyenne, facilement repérable, mais dont la vraie nature demande à être précisée dans chaque cas particulier.

3. Crétacé

La puissante série des calcaires du bassin prend fin avec le Portlandien. Les assises purbeckiennes, puis le Crétacé introduisent dans la succession des terrains un caractère de diversité qui contraste avec l'uniformité du Jurassique supérieur.

La série crétacée se résume à trois massifs calcaires, encadrés, chacun, d'horizons marneux :

Les calcaires de l'Urgonien moyen et supérieur, intercalés entre les grès et marnes du Crétacé moyen et les marnes et marno-calcaires de la base de l'étage ; 15 à 25 m (?) ;

Les calcaires hauteriviens supérieurs, durs, bien lités et fissurables. Gorges de l'Areuse, Val-de-Travers : 50 m ; environs des Verrières 25-30 m ;

Les calcaires valanginiens, compris entre le Purbeckien à caractère d'imperméabilité dominant, et les marnes hauteriviennes inférieures, 50 à 70 m.

4. Fin du Crétacé et début du Tertiaire

Du Crétacé moyen à l'Oligocène, le pays fut émergé et soumis à l'érosion. Le dernier étage secondaire dont l'existence soit sûrement constatée au Val-de-Travers est le Cénomanien. L'activité de l'érosion qui régna après l'émersion est attestée par la réduction de certains horizons crétacés (Hauterivien : Mühlethaler, 1931, p. 207 ;

Schardt, 1902, p. 407 ; Urgonien : Schardt et Dubois, 1903, p. 428) ainsi que par des résidus sableux et argileux comblant d'anciennes excavations karstiques. Ces remplissages *sidérolithiques* (Lutécien ?) contiennent, en plus ou moins grande quantité, des grains d'oxyde de fer qui atteignent jusqu'à 10 mm de diamètre. De tels gisements ont été signalés en plusieurs endroits du bassin. Nous en avons relevé de particulièrement beaux lors des récents travaux d'élargissement des routes du Mont-de-Buttes et des Sagnettes, ces derniers dans la série des calcaires du Kiméridgien à l'Hauterivien.

5. Tertiaire

La succession des sédiments tertiaires, reposant soit sur le Crétacé soit sur le Jurassique supérieur, appartient à l'Oligocène et au Miocène. Dans les vallées jurassiennes, leur distribution révèle certaines anomalies qui font entrevoir qu'au moment de leur dépôt, les lignes directrices du relief ne concordaient pas avec celles d'aujourd'hui (Suter, 1920, p. 18 ; Favre et cons. 1937, pp. 4 et 8).

Marnes, calcaires marneux, argiles et sables siliceux composent la majeure partie des terrains tertiaires du bassin. Au point de vue hydrologique, ce sont des formations à micro- et macroperméabilités réduites. Les calcaires peuvent toutefois donner lieu à des manifestations karstiques superficielles et à des circulations filoniennes, mais à une petite échelle seulement.

Les courbes *a* et *b* de la figure 5 donnent l'analyse granulométrique de deux argiles (aquitaniennes ?) prélevées dans le lit de l'Areuse, au voisinage de la gare de Couvet, où elles ont été mises en place par un glissement (p. 78). L'une et l'autre diffèrent nettement du limon lacustre holocène, par leur teneur élevée en constituants supérieurs à 0,1 mm et leur carence quasi totale en éléments de 0,1 à 0,02 mm. Elles s'en écartent également par leur teneur en eau de 16,6 et 11,7 % (cf. p. 69).

6. Répartition des affleurements des terrains jurassiques, crétacés et tertiaires (fig. 1)

Le *Dogger* forme des boutonnières dans les vallons d'érosion creusés au voisinage du sommet des anticlinaux. Ses couches, dans l'ensemble plus résistantes que l'Argovien qui le cerne, donnent lieu soit à une éminence arrondie au centre de la combe (les Sagneules, la Vraconnaz) soit à des abrupts et des terrasses dans l'un des flancs (Deneyriaz, Cugnets). La surface totale de ses affleurements est faible, ainsi qu'il ressort du tableau 3.

TABLEAU 3

Bassin	Dogger		Argovien		Séquanien Portlandien		Crétacé + Tertiaire		Tertiaire	
	km^2	%	km^2	%	km^2	%	km^2	%	km^2	%
Buttes	1,4	1,8	5,3	6,8	53,2	68,8	17,5	22,6	3,2	4,1
Val-de-Travers, rive droite	0,5	0,8	5,5	8,4	39,0	59,9	20,1	30,9	10,5	16,1
» rive gauche	2,7	7,2	9,2	24,6	10,8	28,9	14,7	39,3	2,5	6,7
Source de la Doux	0	0	1,1	0,9	106,4	83,4	20,0	15,7	?	?
» de la Noiraigue	1,9	2,6	3,2	4,5	42,2	58,9	24,4	34,0	?	?
Basse-Areuse	0,2	0,8	0,9	3,5	8,3	32,3	16,3	63,4	9,4	36,6
Total	6,7	1,7	25,2	6,2	259,9	64,2	113,0	27,9	—	—

La présence de l'*Argovien* se manifeste par des combes longitudinales et plus rarement par des paliers, dans la zone de faîte des anticlinaux. Ses affleurements couvrent une étendue relativement élevée. Dans les seuls bassins du Val-de-Travers et du Buttes, ils occupent 20 km², soit le 11 % de la surface de ces deux subdivisions.

Près des deux tiers du bassin sont occupés par les *calcaires massifs du Jurassique supérieur*, sur lesquels se développent les formes karstiques décrites au chapitre 2.

Les terrains *crétacés* et *tertiaires* sont conservés au centre des synclinaux. Ils donnent lieu à un relief varié, plus étroitement lié au plissement et à la nature des couches que ce n'est le cas dans les calcaires jurassiques.

Les surfaces d'affleurements données au tableau ci-dessus s'entendent sans la couverture de terrains morainiques ou alluviaux et sans la couche d'altération superficielle. Ces *dépôts quaternaires* forment un revêtement général, d'épaisseur très variable. La roche en place apparaît dans les falaises et les pentes escarpées, mais rarement ailleurs.

7. Composition chimique

Marnes bathoniennes et argoviennes. — Ces marnes ont fait l'objet de nombreux examens chimiques à l'époque où elles étaient exploitées pour la fabrication du ciment à Noiraigue et à Saint-Sulpice. Les quelques analyses rapportées à la page 62 (N^{os} 1-5) indiquent qu'il n'existe pas de différence fondamentale entre les teneurs en corps analysés des couches argovienne et bathonienne. Il est intéressant de constater qu'elles se rapprochent beaucoup de celles de la terre résiduelle produite par l'altération des calcaires d'Effingen du Jura soleurois.

Les couches d'Effingen renferment, dans le bassin, des lentilles gypseuses.

Portlandien. — Duparc (1890) présente une intéressante série d'analyses des calcaires portlandiens des environs de Saint-Imier. La composition de ceux-ci varie sensiblement sur la hauteur de l'étage : les densités oscillent entre 2,78 (calcaire dolomitique) et 2,67 (calcaire en plaquettes). La proportion relative du carbonate de magnésie, par rapport au carbonate de chaux est, en chiffre rond, de 1 %. Font naturellement exception les calcaires dolomitiques dans lesquels la proportion est la suivante : CaO : 43,63 %, MgO : 10,01 %. Les oxydes de fer et d'alumine existent toujours, mais en faible quantité, ne dépassant pas 0,31 % (calcaire oolithique). La teneur en

argile présente la plus forte variabilité : 0,6 % dans les calcaires subcompacts à 14,24 % dans la couche à Natica Marcousana. « La nature de cette argile diffère aussi selon les calcaires ; en général, elle est composée de deux parties distinctes, l'une exclusivement constituée par des fragments anguleux de quartz, l'autre, qui est une véritable argile, se laisse facilement séparer de la première par lévigation. La couleur en est jaune, sauf dans la variété rouge du calcaire dolomitique, où elle présente une couleur rouge brique due à une forte proportion de silicate de fer. Une analyse, sommaire du reste, du résidu insoluble total (partie quartzeuse et argileuse) des couches à Natica Marcousana m'a donné : SiO_2 = 67,68 ; $(FeAl)_2O_3$ = 23,91 ; CaO = 0,66 ; MgO = 1,97 ; H_2O = 4,79. Cette argile correspond donc à un silicate d'alumine et de fer hydraté avec excès de silice » (Duparc, 1890, p. 324).

La teneur élevée en carbonate de magnésie dans la dolomie saccharoïde est aussi mentionnée par Frei (1925, p. 21). Cet auteur rapporte le résultat d'analyse suivant pour une dolomie de la région de Serroues : CaO : 38,43 % ; MgO : 13,61 % ; résidu insoluble 1,71 %.

Molasse aquitanienne. — Letsch et Zschokke (1907, p. 236) donnent une série d'analyses de sables et d'argiles aquitaniens de Couvet, utilisés de 1834 à 1916 pour la fabrication de tuiles (tableau 4, Nos 9-12). Ces analyses diffèrent nettement de celles des marnes et calcaires bathoniens et argoviens. Tandis que dans ces derniers, la composante calcaire l'emporte sur la composante siliceuse, un rapport inverse caractérise les matériaux tertiaires. Une diversité assez grande règne dans la composition de ceux-ci : l'accroissement de la teneur en argile correspond, en gros, à une diminution de la silice au profit des composés alumineux et ferreux. Les autres éléments varient sans relation avec la granulométrie et sans rapports apparents entre eux.

La Molasse aquitanienne renferme de fréquentes veines gypseuses, pouvant atteindre plusieurs centimètres d'épaisseur.

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

Etage	*Localités*	*Description sommaire des affleurements*	*Autres gisements signalés*
ŒNINGIEN	Les Verrières (Mühlethaler, 1931)	*Inférieur :* sédiments fluvio-lacustres de calcaires marneux gris rougeâtre et de marnes panachées ; intercalations de lits bitumineux ; 9-10 m (Tortonien).	Le Locle : profil type pour la région (Favre et cons. 1937) : *a)* calcaires siliceux et lignites, alternance de marnes, calcaires, craies, tourbes, etc., *b)* marnes et calcaires marneux, *c)* grands bancs de calcaires durs : gros bancs de calcaires blancs, marnes intercalées.
	Les Ponts-de-Martel (Favre et cons. 1937)	Grands bancs de calcaires durs et couches sarmatiques (O. sup.) présents dans le fossé du Bied.	
HELVÉTIEN	Vallon des Verrières (Mühlethaler, 1931)	Grès plus ou moins homogènes, sables, marnes sableuses, lits conglomératiques, poudingues, marnes argileuses, etc.	Les gompholites qui accompagnent l'étage au Locle et aux Brenets paraissent faire défaut dans le bassin.
BURDIGALIEN	Env. de l'Auberson (Rittener, 1902)	*Supérieur :* conglomératique vers le haut, gréseux et peu résistant à la base, env. 50 m.	Grand-Suvagnier ; bancs de calcaires gréseux, lumachelliques (Jeannet, 1927) ; vallée des Ponts (Suter, 1920 ; Rollier, 1893) ; vallée de la Brévine (Jaccard, 1870 ; Schardt, 1904).
	Val-de-Travers (Rickenbach, 1925)	Grès friables et marnes ; affleurements rares.	
	Basse-Areuse (Schardt et Dubois, 1903 ; Frei, 1925)	Grès tendres prédominants, avec intercalations de marne, 20 à 25 m (faciès limnique de transition : Langhien, selon Heim, 1919).	

Etage	*Localités*	*Description sommaire des affleurements*	*Autres gisements signalés*
AQUITANIEN	Env. de l'Auberson (Rittener, 1902)	Marnes et grès tendres ; calcaires à la base (3 m) et au sommet (10 m).	Lac des Taillères : niveau molassique saumâtre (Jeannet, 1926) ; vallon des Verrières : étage manque (Mühlethaler, 1931).
	Champ-du-Moulin (Thiébaud, 1937)	Marnes et grès tendres, avec 3 intercalations de 1 à 2 m de calcaire d'eau douce.	
	Basse-Areuse (Schardt et Dubois, 1903 ; Frei, 1925)	*Supérieur :* marnes bariolées, avec intercalations de grès tendres et de calcaires limnaux fétides, 45 m. *Inférieur :* gros bancs de calcaires limnaux non fétides et calcaires marneux intercalés, 18 m.	
STAMPIEN	Vallon de Noirvaux (Rittener, 1902 ; Thiébaud, 1937)	Marnes rougeâtres et conglomérats plus ou moins solidifiés, 20 m.	Champ-du-Moulin (Thiébaud, 1937).
	Basse-Areuse (Schardt et Dubois, 1903)	Marnes rouges bariolées, 5 m.	

Etage	*Série locale*	*Principaux affleurements décrits*
CÉNOMANIEN	Marnes et marno-calcaires.	La Presta (Frey, 1922), 10-12 m ; env. de l'Auberson (Rittener, 1902), quelques m.
ALBIEN	*a)* marnes et sables gréseux, verts, *b)* marnes argileuses à fossiles pyriteux, *c)* grès tendres, verts, riches en glauconie et en nodules de phosphate de chaux.	La Presta (Frey, 1922) *a :* manque ?, *b :* 20 m, *c :* 5 m ; env. de l'Auberson (Rittener, 1902) *a :* 5 m, *b :* 10 m, *c :* 1 m ; vallée des Ponts (Jaccard, 1870).
APTIEN	1. *Supérieur* calcaires durs, très glauconieux, quelquefois ferrugineux, disposés en couches minces. 2. *Inférieur* marnes plastiques.	
URGONIEN	1. *Supérieur* calcaires crayeux, durs ou tendres ; bancs imprégnés d'asphalte (max. 9 %) à la Presta (Frey, 1922). 2. *Inférieur* *a)* calcaires oolitiques et spathiques, gris brun, *b)* alternance de calcaires marneux et de marnes, équivalente des couches de la Russille.	

	1.	2.
Env. de l'Auberson (Rittener, 1902) :	2-3 m	5 m
Env. de Travers (Frey, 1922, Thiébaud, 1937) :	qques m	qques m

	1.	2 *b*
Gorges de l'Areuse (Schardt et Dubois, 1903) :	—	7,3 m
Le Vanel (Thiébaud, 1937) :	12 m ?	5 m
La Presta (Frey, 1922) :	13-17 m	4,5 m
Boveresse (Rickenbach, 1925) :	15-20 m	—
Noirvaux (Rittener, 1902) :	≈ 10 m	6 m

Etage	*Série locale*	*Principaux affleurements décrits*		
			2.	*Etage*
HAUTERIVIEN	1. *Supérieur* calcaires jaunes, durs, spathiques ou oolitiques, bien lités en bancs de 5 à 20 cm ; zones marno-calcaires dans la partie médiane et à la base ; réductions locales d'épaisseur.	Gorges de l'Areuse (Schardt et Dubois, 1903) :	15-20 m	70 m
		Région Travers–Fleurier (Rickenbach, 1925) :	20 m	70 m
		Env. des Verrières (Mühlethaler, 1930) :	20 m	45-50 m
		Env. du Locle (Favre, 1911) :	10-15 m	70-75 m
	2. *Inférieur* marnes compactes et homogènes à la base, granuleuses et entremêlées de marno-calcaires vers le haut.			
			2.	*Etage*
VALANGINIEN	1. *Supérieur* *a)* calcaires ferrugineux, en bancs minces avec quelques intercalations marneuses ; limonite concentrée en nodules abondants dans le haut de la formation ; une couche de marne sableuse au sommet,	Gorges de l'Areuse (Schardt et Dubois, 1903) :	50-60 m	60-70 m
		La Presta (Frey, 1922) :	45 m	60 m
		Env. des Verrières (Mühlethaler, 1930) :	40 m	$\simeq$ 50 m
	b) marnes équivalentes des m. d'Arzier, mais n'ayant pas le faciès caractéristique ; 0-4 m suivant les endroits.	Env. de la Chaux-de-Fonds (Bourquin, 1946) :	—	25-50 m
	2. *Inférieur* calcaires durs, équivalents du marbre bâtard de Neuchâtel, avec quelques feuillets marneux intercalés ; une zone marno-calcaire près de la base.			

Etage	*Série locale*	*Principaux affleurements décrits*
PURBECKIEN	Profil type (Carozzi, 1948) : *a)* couches saumâtres (marnes sup.) *b)* couches lacustres, *c)* marnes (inf.) foncées à gypse (gypse exploité autrefois, dans la vallée de la Brévine).	Gorges de l'Areuse (Schardt et Dubois, 1903) : 25 m; Val-de-Travers : 18-20 m.
PORTLANDIEN	1. *Supérieur* *a)* calcaires et marno-calcaires partiellement dolomitiques, à structure saccharoïde, *b)* calcaires finement stratifiés, en plaquettes, 5-6 m. 2. *Inférieur* *a)* calcaires compacts, à stratification peu distincte, intercalations de marno-calcaires et de feuillets marneux vers le haut, *b)* calcaires finement stratifiés, en plaquettes.	1. *Etage* Noirvaux (Rittener, 1902) : 15 m 60 m St-Sulpice (Rickenbach, 1925) : ∾ 30 m 80-85 m Creux-du-Van (Thiébaud, 1937) : ∾ 30 m 90 m Env. des Verrières (Mühlethaler, 1930) : 30 m 80 m Env. de la Chaux-de-Fonds (Bourquin 1946) : — 80-90 m
KIMMÉRIDGIEN	Calcaires durs, compacts, en bancs généralement épais ; quelques intercalations marneuses et marno-calcaires : — calcaires marneux et marnes à Ostrea Bruntrutana, à 30-35 m au-dessous du sommet de l'étage, — couches du Banné, à caractère marneux croissant de l'E à l'W ; 30 à 60 m de la base de l'étage.	Noirvaux (Rittener, 1902) : 140 m (c. du Banné : 2,3 m) St-Sulpice (Rickenbach, 1925) : 150 m (Banné : 1,5 m) Gorges inférieures de l'Areuse (Frei, 1925) : 184 m

Etage	*Série locale*	*Principaux affleurements décrits*		
SÉQUANIEN	1. *Supérieur* calcaires durs, peu épais et bien lités à la base, moins divisés au sommet ; feuillets marneux intercalés. 2. *Inférieur* (composition variable) *a)* marno-calcaires, *b)* marnes, 4-5 m, *c)* calcaires durs, compacts, 5,5-14 m (?), *d)* marnes, marno-calcaires et calcaires alternant avec des épaisseurs variées.		1.	*Etage*
		Noirvaux (Rittener, 1902) :	36 m	110 m
		Anticl. de l'Harmont (Mühlethaler, 1931) :	40-45 m	85 m
		St-Sulpice (Rickenbach, 1925) :	42 m	90 m
		Champ-du-Moulin (Thiébaud, 1937) :	—	68 m
		Env. de la Chaux-de-Fonds (Bourquin, 1946) :	—	90-110 m
ARGOVIEN	1. *Couches du Geissberg* calcaires en bancs de 5 à 30 cm, avec minces intercalations de marne schisteuse ; St-Sulpice : 20 m. 2. *Couches d'Effingen* succession de marnes et marno-calcaires gris bleu, uniformes, en couches de 20 cm au maximum ; caractère marneux plus accentué à la base qu'au sommet (analyses chimiques, tabl. 4). 3. *Couches de Birmensdorf* alternance de calcaires et de marnes, avec prédominance des calcaires, surtout à la base ; bancs minces (10-40 cm) à stratification bien marquée.		2.	3.	*Etage*
		St-Sulpice (Rickenbach, 1925) :	150 m	20-30 m	190-200 m
		Creux-du-Van (Thiébaud, 1937) :	∼ 150 m	30 m	170 m
		Gorges de l'Areuse (Schardt et Dubois, 1903) :		30 m	
		Env. de la Chaux-de-Fonds (Bourquin, 1946) :	—	—	130 m
		Réductions locales d'épaisseur dues à la compression tectonique ou au laminage.			
OXFORDIEN	Marnes et calcaires.	St-Sulpice (Rickenbach, 1925) : 2,4 m			

Jurassique (Dogger et Lias supérieur)

Etage	*Localités*	*Description sommaire des affleurements*	*Remarques*
CALLOVIEN	Combe des Cugnets (Schardt, 1903 *a*, *b*)	Dalle nacrée, 40-50 m Absence des marnes inférieures (?)	*Supérieur :* « dalle nacrée », calcaires durs, gris ou jaunes, texture grossière, bien stratifiés en bancs ne dépassant guère 30 cm ; enrichissement en intercalations marneuses du NE au SW du bassin. *Inférieur :* marnes et calcaires alternants. Le caractère marneux s'accentue du NE au SW du bassin.
	Plan-de-l'Eau (Schardt 1911 *a*)	Dalle nacrée, 46 m Calcaires et marnes alternants, 18 m	
	Noiraigue (Schardt et Dubois, 1903)	Dalle nacrée supérieure, 25 m Marne grise, 6 m Dalle nacrée inférieure, grise, 12 m	
	Anticlinal de l'Harmont (Mühlethaler, 1931)	Dalle nacrée, 15-18 m Marnes et calcaires intercalés, 25 m	
	Chasseron (Rittener, 1902 ; Schardt, 1903 *b*)	Dalle nacrée, avec intercalations marneuses, 10-15 m « Grande épaisseur » de marnes coupées de lits de calcaire noduleux	
BATHONIEN	Combe des Cugnets (Schardt, 1903 *a*, *b*)	Marnes, 10 m Calcaires blancs (Gde Oolite sup.), 25 m Marnes grises ou blanchâtres, très argileuses, 25-30 m Calcaires marneux gris ou roux, 5-6 m	Etage à prédominance marneuse ; les calcaires occupant la partie médiane dans les anticlinaux septentrionaux passent à des marno-calcaires puis à des marnes dans les anticlinaux méridionaux. Les marnes supérieures et médianes constituent les couches du Furcil, exploitées autrefois à Noiraigue pour la fabrication de ciment (cf. analyses chimiques, tabl. 4).
	Noiraigue (Schardt, 1903 *b*, 1911 *a*)	Marnes hydrauliques supérieures, 20 m Marno-calcaires, 18 m Marnes hydrauliques inférieures, 24 m Calcaire marneux roux, délitable, 10 m	
	Chasseron (Schardt, 1903 *b*, Pl. 2)	Etage entièrement marneux	
	Anticlinal de l'Harmont (Mühlethaler, 1931)	Grande Oolite supérieure présente, sous forme de calcaires compacts gris brun ou clairs	

Etage	*Localités*	*Description sommaire des affleurements*	*Remarques*
BAJOCIEN	Plan-de-l'Eau (Schardt, 1911 *a*)	Massif de calcaire supérieur, dur, fissuré, sans intercalations marneuses, 60 m Calcaires et marnes alternantes, 12 m Calcaires grossièrement grenus avec quelques intercalations marneuses, 25 m Calcaires à grain fin, passant à des couches en lits minces, reconnus sur 28 m (év. part. Aalénien sup. ?)	Puissante série de calcaires durs entrecoupés par des intercalations marneuses peu importantes.
	Combe des Cugnets (Schardt, 1903 *a*, *b*)	Calcaires blancs ou gris, devenant subspathiques, 25 m Massif de calcaires à Entroques, alternant avec des calcaires oolithiques et des marno-calcaires gris, 70 m	
AALÉNIEN	Combe des Cugnets (Schardt, 1903 *a*, *b*)	Calcaires gris à grain fin, avec marne sableuse, 40 m Calcaires marneux gris, sableux, micacés, 20 m	
TOARCIEN	Combe des Cugnets (Schardt, 1903 *a*)	Marnes noires, micacées, délitables	
	Tunnel des Loges (Desor et Gressly, 1859)	Marnes grises et noires Calcaires marneux	

TABLEAU 4

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	23,4	18,8	26,2	28,8	13,8	3,23	15,1	27,8	70,3	74,5	43,7	48,9
Al_2O_3	6,5	6,3	9,8	6,2	2,6	0,15	1,47	4,51	10,5	14,1	12,7	20,2
Fe_2O_3	2,7	2,5	2,3	2,4	1,05	0,78	1,54	2,77	3,67	3,85	5,90	6,68
CaO	34,4	54,2	40,5	31,0	45,4	51,6	44,6	31,1	9,77	1,52	21,0	14,0
MgO	1,4	0,71	1,2	1,6	0,9	0,49	0,31	1,10	1,18	1,25	13,5	3,39
MnO	tr	tr	tr	—	—	tr	tr	tr	—	—	—	—
P_2O_5	—	0,007	0,005	—	—	tr	0,02	0,12	—	—	—	—
SO_3	0,94	0,012	0,015	—	—	tr	0,05	0,11	0,47	0,22	1,06	3,46
Alcalis	1,37	0,07	0,44	2,3	0,9	—	—	—	—	—	—	—
TiO_2	—	—	—	—	—	0,00.	0,07	0,14	—	—	—	—
Na_2O	—	—	—	—	—	0,39	0,48	0,84	3,81	4,40	1,77	0,96
K_2O	—	—	—	—	—	0,53	1,38	2,46				

Poids, en %, des composants : **1-3,** de la pierre à ciment, non calcinée, de Saint-Sulpice (C. d'Effingen, d'après de Tribolet, 1877) ; **4-5,** id. de Noiraigue (Bathonien supérieur, d'après de Tribolet, 1882) ; **6,** calcaire intact d'Effingen, à Klus (Jura soleurois, d'après Gschwind et Niggli, 1931, p. 35) ; **7,** *id.*, au stade effrité (Bröckel) ; **8,** *id.*, au stade terreux (Feinerde) ; **9-12,** sables et argiles aquitaniens de Couvet (d'après Letsch et Zschokke, 1907, p. 236) : **9,** 16,9 % d'argile ; **10,** 35,7 % d'argile ; **11,** 70,4 % d'argile ; **12,** 94,0 % d'argile.

CHAPITRE 4

Les terrains de couverture quaternaires

1. Terrains glaciaires

Dépôts rissiens

Il est convenu d'attribuer à la période rissienne les matériaux les plus anciens qu'on observe dans notre région. Toutefois, Tricart (1952) a décrit dans le val de Pontarlier des dépôts devant être rattachés à une glaciation prérissienne.

Dans le bassin de l'Areuse, les vestiges erratiques du glacier rissien s'observent au-dessus ou au-delà de la limite des dépôts würmiens, jusque vers 1350 m d'altitude. Ils consistent surtout en fragments disséminés de roches cristallines à forte patine, parmi lesquels prédominent largement les quartzites. Ils sont particulièrement répandus sur la chaîne du lac. Beaucoup plus rares sont les blocs erratiques de grandes dimensions (Dubois, 1921).

Sur les moraines proprement dites, il n'a jamais été fait de recherches systématiques. Dans les régions non atteintes par l'extension würmienne, la couverture des calcaires en place dérive fréquemment, sans doute, des vieux dépôts rissiens, ce qui confère à ces derniers une importance aux points de vue pédologique et hydrologique. Rollier (1893, p. 62) décrit, à la Chaux-de-Fonds et à la Chaux-d'Abel, un diluvium mésoglaciaire qui consiste en une argile de décalcification remaniée, renfermant dans ses couches profondes des blocs alpins « qui en font une moraine profonde des mieux caractérisées ». Il est vrai que Bourquin (1946, p. 16) incline à rattacher certains de ces dépôts particulièrement altérés à une époque prérissienne (Pliocène ou Pontien). Pour Rollier encore (1910, p. 36), l'argile imperméable à galets alpins qui tapisse le fond de la vallée de la Brévine, dans sa partie NE, est probablement de la moraine rissienne. Rittener (1902, p. 65) mentionne, sous la tourbière de la Chaux, une argile glaciaire à galets striés certainement préwürmienne. Un appareil morainique rissien est signalé aux Convers, en marge du bassin : la

teneur en éléments alpins y est de 3-4 % (Suter, 1920, p. 19). Dans la Basse-Areuse, Frei (1925) attribue à la fin du Riss des dépôts fluvio-glaciaires, recouverts de moraine würmienne, qui constituent les terrains supérieurs de la terrasse du Mont-de-Pitié entre Boudry et Cortaillod.

Dépôts interglaciaires Riss-Würm

Dans l'ensemble, les dépôts alluviaux typiques de l'interglaciaire ne sont pas visibles dans le bassin.

Le profil longitudinal du talweg préwürmien au Val-de-Travers présentait, sans doute, une pente modérée à partir de Fleurier, jusqu'au seuil du Crêt-de-l'Anneau (p. 29). Cette circonstance fut favorable à l'accumulation des alluvions grossières de l'Areuse et de ses affluents. Ces derniers avaient, sur leur parcours terminal, une pente sensiblement plus élevée qu'aujourd'hui, si bien que la sédimentation devait avoir lieu surtout dans les eaux tranquilles de l'Areuse. Toutefois, l'étroitesse du talweg à partir de Couvet ne permit pas la création d'accumulations bien considérables. Les conditions pour cela furent peut-être plus favorables en amont de Couvet où la vallée s'élargit et où, à l'instar de ce qui se produit encore aujourd'hui, la pente devait être réduite par le cône de déjections du Sucre. Aucun de ces dépôts n'étant visible, leur existence reste hypothétique.

On n'est guère mieux renseigné sur le delta interglaciaire de la Basse-Areuse. Le trait morphologique le plus saillant de l'époque serait le sillon creusé dans la Molasse, entre Trois-Rods et Boudry, où passe actuellement la rivière (Frei, 1925, p. 78).

Dépôts würmiens

Glaciers précurseurs. — L'existence de glaciers *précurseurs*, ayant occupé le Jura avant l'arrivée du glacier rhodanien, est tenue pour probable par plusieurs auteurs, dont Agassiz (1842) fut le premier. Toutefois, comme le remarque Lagotala (1937), l'on n'a jamais découvert un seul dépôt, dans tout le Jura, qui puisse être attribué avec certitude à cet épisode.

Le paroxysme würmien. — *Le glacier würmien du Rhône* a abandonné ses moraines les plus élevées entre 1180 et 1200 m sur le versant helvétique de la première chaîne. A l'issue et en aval des gorges de l'Areuse, de nombreuses moraines marquent, en outre, les étapes de la décroissance du glacier alpin, ainsi qu'une oscillation avant le

retrait final. Au Val-de-Travers, la moraine du glacier rhodanien ne dépasse pas 1000 m. Elle est observée jusqu'à 980 m à l'entrée des gorges de l'Areuse (Schardt et Dubois, 1903, p. 437), 1000 m aux Œillons (Thiébaud, 1937, p. 45), 930 m dans le cirque de Saint-Sulpice (Mühlethaler, 1931, p. 225) et 950 m dans la vallée de Buttes (*id.*, p. 227).

Dans les territoires situés au-dessus de 1200 m sur la première chaîne et de 900 à 1000 m ailleurs, le phénomène glaciaire se développa d'une manière indépendante. Les hauts plateaux étaient couverts de névés alimentant des *glaciers autochtones*. Au Val-de-Travers et sur le versant S du Jura, ces glaciers fusionnaient avec celui du Rhône. Ils eurent leurs propres moraines, dans la composition desquelles il n'entre que des éléments jurassiens. Telles sont les moraines du flanc N de la vallée des Verrières, des vallons de la Vaux et de Trémalmont, du Soliat, etc. La vallée de la Brévine fut le siège d'une glaciation locale typique, encore que les vestiges connus ne permettent de s'en faire qu'une idée très générale. La disposition des moraines atteste plutôt l'existence de glaciers locaux distincts les uns des autres, ce qui n'exclut pas, d'ailleurs, leur fusion momentanée en une nappe de glace continue, laquelle aurait même débordé dans la vallée du Doubs par le Gardot et le vallon des Gras, ainsi que par l'échancrure de l'Ecrenaz (Jeannet, 1924). Une moraine de fond générale, d'âge würmien, n'existerait pas, si l'on admet avec Rollier (p. 63) que l'argile qui tapisse le talweg, dans sa partie NE, est rissienne.

Le glacier alpin a-t-il poussé un bras jusque dans la vallée des Ponts ? Nous estimons que la question reste ouverte. On rencontre dans cette vallée, à côté de moraines exclusivement jurassiennes (cluse des Combes-Dernier, par exemple), des vestiges glaciaires contenant des fragments altérés ou non, parfois striés, de quartzites, de schistes verts, etc. en faible proportion. Schardt et Dubois (1903, p. 441) rapportent que les moraines de Combe-Varin, à l'extrémité SW de la vallée, contiennent des éléments alpins en petit nombre (« pas même le 5 % du total »). Ischer (1935, p. 136) signale la présence d'erratique alpin et, notamment, d'un « amas de blocs granitiques » au N des Petits-Ponts.

Les glaciers récurrents. — Pendant que le glacier du Rhône s'éloignait du Jura, les glaciers autochtones auraient conservé, selon les partisans de la récurrence, une vitalité assez grande pour envoyer par le Val-de-Travers et les gorges de l'Areuse, une langue de glace jusque dans les parages de Bôle–Colombier. Les moraines des glaciers rhodanien et récurrent s'y trouveraient juxtaposées et comme elles con-

tiennent, les unes et les autres, 30 à 70 % d'éléments alpins, il ne serait pas possible de les distinguer autrement que par leur direction, leur forme et leur stratification (Frei, 1925, p. 64). Beck et Frei (1936) rejettent l'hypothèse d'une progression ayant atteint la région de Boudry. Nussbaum et Gygax (1936) estiment que les glaciers locaux se seraient bornés à persister un certain temps dans les dépressions élevées et peu exposées au soleil, telles que le cirque du Creux-du-Van. Leurs moraines ne contiendraient que *très peu* d'éléments alpins.

Dans les parties élevées du Jura, la phase de récurrence n'a d'autre signification que la persistance des glaciers locaux après le retrait du glacier alpin. Les dépôts morainiques de la période tardive se confondent avec ceux du paroxysme. Seules les moraines jurassiennes superposées aux moraines à matériel alpin peuvent être rapportées sûrement à la phase de récurrence : tel est le cas de celles du Creux-du-Van, du cirque de Saint-Sulpice (Rickenbach, 1925, p. 47) et du Crêt-Rond à Buttes.

Caractères et distribution des moraines würmiennes. — Les blocs erratiques alpins sont nombreux et parfois volumineux dans le bassin. Celui des Petits-Champs, au NE de Couvet (945 m), atteint 70 à 80 m³. A Derrière-Chéseaux (1 km au SE de Noiraigue) existait autrefois un amas de blocs erratiques, « le plus formidable sans doute qui ait existé dans tout le Jura » (Schardt et Dubois, 1903, p. 437). La majeure partie d'entre eux a été exploitée. Les gorges de l'Areuse possèdent de nombreux blocs dont les plus caractéristiques sont protégés légalement.

Les moraines de surface présentent, dans le Jura, beaucoup de diversité. La majeure partie d'entre elles possède une matrice riche en gravillon (Portmann, 1955, p. 28). On constate, en outre, que les moraines grossières prédominent en altitude (*id.*, p. 30). Toutefois, la fraction fine est en général assez abondante pour rendre les formations compactes, peu ou moyennement perméables. Par endroits, existent de petits gisements de moraine lavée, dans lesquels les éléments sableux et graveleux montrent une tendance au classement. Ceux-ci forment fréquemment des réservoirs aquifères alimentant une petite source.

La teneur en galets alpins est de 30 à 70 % dans la Basse-Areuse et de 10 % au maximum, dans le Val-de-Travers (Rickenbach, 1925 ; Thiébaud, 1937, p. 46). Les moraines jurassiennes en sont totalement dépourvues.

Les *moraines de fond* consistent en une masse argileuse, dans laquelle se trouvent disséminés des galets émoussés et striés. Elles représentent donc des horizons essentiellement imperméables, dans

la mesure où elles ne sont pas altérées. Il existe peu d'observations sur la nature de leurs constituants.

Les moraines würmiennes sont largement répandues dans le bassin, sous la forme de placages plus ou moins épais, au fond et sur les pentes des vallées, dans les angles morts, etc. (fig. 1). Elles constituent, par endroits, de volumineuses accumulations marquant le paysage de leur physionomie caractéristique : issue des gorges, Creux-du-Van, région des Bayards, extrémité NE de la vallée des Ponts, etc. En règle générale, elles sont beaucoup moins développées dans la zone des plateaux élevés (Tricart, 1954). On peut estimer que des dépôts morainiques importants couvrent approximativement le quart de la surface totale du bassin. Ils sont répartis à raison d'un tiers environ sur les terrains jurassiques et de deux tiers sur le Crétacé et la Molasse.

2. Dépôts alluviaux postglaciaires

Les matériaux charriés par l'Areuse et ses affluents forment trois accumulations principales : les masses de comblement des anciens lacs du Val-de-Travers et de Champ-du-Moulin, et le delta dans le lac de Neuchâtel.

Val-de-Travers

L'existence d'un lac postglaciaire au Val-de-Travers a été reconnue par Du Pasquier en 1893. L'histoire en a été précisée par Jeannet (1930). D'après ce dernier auteur, l'immersion remonte probablement aux époques boréale et atlantique et sa durée fut de 5000 à 8000 ans. La longueur du lac devait être de 18 à 20 km, sa plus grande largeur, de 2,5 km et sa profondeur maximum, voisine de 125 m. Les témoins les plus caractéristiques en sont les sédiments limoneux du fond de la vallée et les deltas torrentiels étalés à l'embouchure des cours d'eau tributaires.

Sur la nature du *barrage*, à l'entrée des gorges de l'Areuse, on est peu renseigné. Il consiste en un remplissage glaciaire du talweg primitif sur 1,5 à 2 km de longueur au moins (Pl. 4). Sa puissance actuelle, dans l'axe présumé de l'ancienne vallée, est de l'ordre de 100 à 150 m. Il comprend, à la base, de la moraine rhodanienne dans laquelle sont intercalées des argiles feuilletées. La partie supérieure est constituée par l'erratique local du Creux-du-Van. Selon Schardt et Dubois (1903, p. 461), la mise en place de ce bouchon se serait produite par un glissement général des moraines appliquées sur le flanc méridional de la vallée. Jeannet (1930, p. 33) partage la même opinion. Il n'est pas exclu que l'éboulement de masses rocheuses sur

la rive gauche de la rivière ait contribué à l'obstruction ou l'ait prolongée dans le temps.

L'étanchéité du barrage peut être tenue pour excellente. Il devait sans doute en être de même du bassin lacustre. Des fuites étaient possibles dans la section anticlinale de Noiraigue où l'eau baignait, notamment, les calcaires jurassiques supérieurs. Ceux du flanc N, confinant au bassin de la Noiraigue, lui-même tributaire du lac, étaient hors de cause. Par contre, ceux du flanc S réapparaissent en aval du bouchon morainique. Ils offraient des possibilités pour l'eau de s'échapper, encore que la longueur du trajet (près de 2 km) et l'absence probable de grandes voies d'écoulement longitudinales (p. 208) devaient en réduire l'importance.

L'alluvionnement ainsi que l'érosion du seuil de Noiraigue par l'Areuse, entre le front de la moraine du Creux-du-Van et le flanc rocheux septentrional de la vallée (Pl. 4), entraînèrent la disparition progressive du lac. De Noiraigue, jusqu'au début de la section synclinale de Champ-du-Moulin, la rivière coule aujourd'hui au N de son lit préglaciaire enfoui sous la moraine.

a) *Le limon lacustre*

Les sédiments fins qui se sont déposés dans le lac du Val-de-Travers furent identifiés par Du Pasquier (1893), qui les désigna par le nom de limon lacustre. Les analyses granulométriques rapportées plus loin (fig. 5) montrent que la composante limoneuse (0,005-0,05 mm) en constitue effectivement une fraction importante.

Le limon lacustre forme sans doute la majeure partie du remplissage holocène de la vallée. Il a été observé jusqu'ici de l'amont de Fleurier à Noiraigue, soit à la surface (régions de Môtiers–Boveresse–Couvet et du Bois-de-Croix – Travers), soit sous des dépôts ultérieurs (graviers alluviaux en amont de Boveresse et craie lacustre en aval de Travers). Sa puissance est au moins de 48 m à Couvet (Jeannet, 1930, p. 13).

Il se présente comme une boue de couleur gris bleu, devenant plus claire par dessiccation. Certains lits sont brun foncé. Sa couche superficielle, sous la terre végétale, prend fréquemment une teinte d'altération ocreuse. Broyé sous l'eau, il se désagrège rapidement et complètement. Au contact de l'air, il acquiert parfois une légère odeur de décomposition organique. L'érosion fluviale fait apparaître dans sa masse des horizons de résistances différentes.

M. D. Bonnard, directeur du Laboratoire de géotechnique de l'Ecole polytechnique de Lausanne, a aimablement mis à notre dispo-

sition les résultats d'essais effectués sur plus de 100 échantillons prélevés en différents sondages, dont certains poussés jusqu'à 15 m de profondeur, à Couvet, à la Presta, à Travers et au Crêt-de-l'Anneau.

Composition granulométrique. — La figure 5 représente les courbes granulométriques de 26 échantillons limoneux provenant des trois premières localités. Selon la nomenclature adoptée par le Laboratoire, les fractions limoneuse (0,05-0,005 mm) et argileuse (< 0,005 mm) forment les constituants principaux. La seconde comprend une proportion allant jusqu'à 40 % de colloïdes gélatineux (< 0,001 mm). Le diamètre efficace d'Allen Hazen (diamètre à 10 %) ne dépasse pas 0,004 mm. Le degré d'uniformité (rapport du diamètre à 60 % au diamètre à 10 %) est en général supérieur à la limite de 15, au-dessus de laquelle, selon Allen Hazen, les sols sont de composition irrégulière. Dans l'ensemble, la granulométrie ne permet de déceler un changement de composition, ni avec le lieu de provenance, ni avec la profondeur.

Chaque échantillon soumis à l'analyse a été considéré comme une masse homogène. Dans les couches superficielles, cependant, on observe, par endroits, une stratification serrée de lits argileux et finement sableux. Le cas se présente notamment à Couvet, dans la couche de transition entre le limon lacustre et les graviers superposés du delta du Sucre. A la Presta, par contre, le sable est curieusement concentré en étroites lentilles horizontales de quelques centimètres de longueur.

Propriétés géotechniques. — *Le poids spécifique* varie de 2,52 à 2,79, avec une très nette prédominance de l'intervalle de 2,60 à 2,70. Sur 44 échantillons examinés, *la limite de liquidité*, selon Atterberg, présente une fréquence maximum entre 40 et 60 % et *la limite de plasticité*, entre 20 et 40 %. Quinze échantillons possèdent une *teneur naturelle en eau* supérieure à la limite de liquidité ; 24 ont une teneur comprise entre les limites de liquidité et de plasticité ; un seul présente une teneur en eau inférieure à la limite de plasticité. Ces chiffres traduisent la très mauvaise qualité du limon comme sol de fondation. Toutefois, ils ne s'appliquent qu'aux échantillons étudiés. Dans les couches profondes du dépôt une certaine consolidation se produit, comme l'indiquent les mesures suivantes faites sur une carotte prélevée au Crêt-de-l'Anneau :

Profondeur (m)	8,35	9,50	11,45	15,05	17,90	21,15	24,20	27,40	30,0
Teneur en eau (%)	58,9	54,0	40,1	49,9	50,7	39,1	30,8	29,2	30,1
Densité apparente	1,60	1,61	1,76	1,73	1,76	1,79	1,92	1,88	1,80

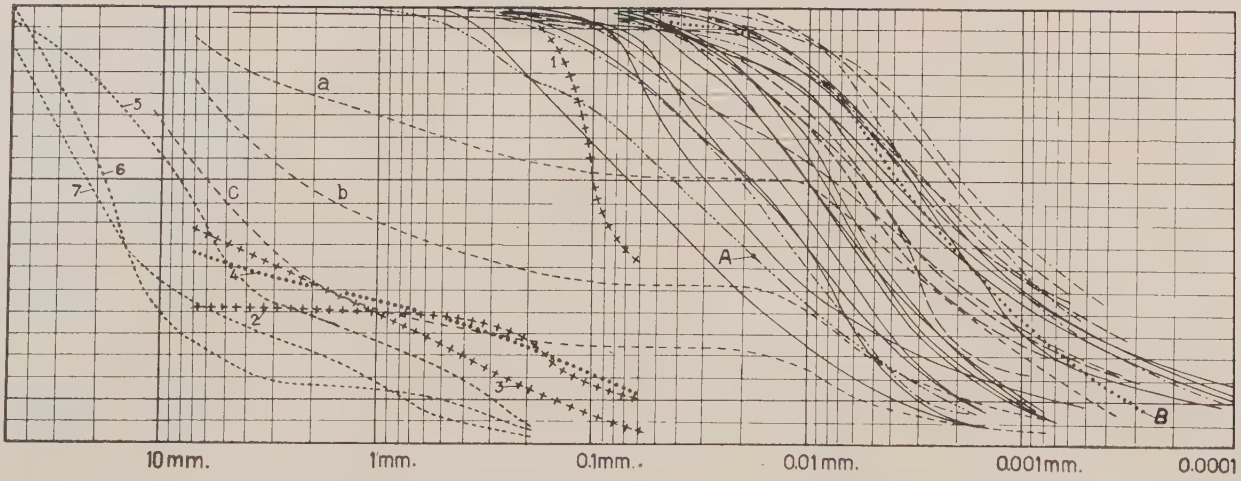


FIG. 5. — Courbes granulométriques de graviers, sables et limons du Val-de-Travers.

— — — — limon lacustre de Couvet ;
———— » » de la Presta ;
—.—.—. » » de Travers ;
A. Craie lacustre du Crêt-de-l'Anneau ;
B. Argile remplissant une cavité latérale, dans la grotte du Chemin-de-Fer (gorges de l'Areuse) ;
1. Sable fin, 2 m de profondeur, en aval de Buttes ;
2. Sable graveleux, 2,5 m de profondeur, au-dessous du limon superficiel, 600 m à l'E de Boveresse ;
3. Gravier sableux, entre 1 et 2 m de profondeur, SW de Môtiers ;
4. Gravier sableux, 1 m de profondeur, 250 m au NE du cimetière de Couvet ;
5. Gravier, 6-8 m de profondeur, entre Fleurier et Boveresse ;
6. *Id.*, 8-10 m de profondeur ;
7. *Id.*, 0,9 m de profondeur ;
a, *b* Argiles et sables molassiques de Couvet, dans le lit de l'Areuse ;
c Gravier glaiseux, sous la Molasse (glissée ?) du lit de l'Areuse, à Couvet.

Perméabilité. — Mesurée sur 4 échantillons de la Presta, elle a donné des valeurs comprises entre $6{,}1 . 10^{-3}$ et $3{,}7 . 10^{-4}$ cm/min.

Teneur en carbonate de chaux. — Elle varie dans les couches supérieures du dépôt limoneux. Les éléments calcaires diminuent avec le diamètre dans les fractions sableuses. Les fractions limoneuses et argileuses sont plus ou moins enrichies en carbonate précipité chimiquement. A la Presta on observe, dans les couches superficielles, des alternances de lits clairs et foncés qui attestent des teneurs en carbonates variant selon les saisons.

b) *La craie lacustre*

Dans la partie aval du bassin, de la Presta à Noiraigue, les sédiments de la fin de la période lacustre consistent en craie stratifiée plus ou moins pure et riche en coquillages (Thiébaud, 1937, p. 49), reposant sur le limon. D'après les sondages effectués par le Laboratoire de géotechnique de Lausanne, la couche atteint une épaisseur de 6 à 8 m au Crêt-de-l'Anneau. Jeannet (1930, p. 12) rapporte qu'elle est d'au moins 12 m à Travers. La transition du limon à la craie se fait graduellement, par accroissement de la teneur en chaux, d'une part, de l'amont vers l'aval, c'est-à-dire de Couvet à Travers et, d'autre part, de l'intérieur vers la surface du dépôt (Wegmann, 1958).

L'accroissement du degré de pureté de la craie, d'amont en aval, peut s'expliquer par l'absence, depuis la Presta, de tout cours d'eau tributaire et, par conséquent, d'apport de limon. L'eau du lac était de mieux en mieux décantée au fur et à mesure qu'elle s'approchait de Noiraigue. A la Presta, la craie est de couleur grise et renferme une proportion élevée de limon. Deux échantillons de sédiment gris clair, prélevés à 1 et 2 m de profondeur, près du Loclat, nous ont donné des teneurs en carbonate de chaux de 68 et 52 %. Il ne s'agit donc pas encore de véritable craie lacustre, celle-ci étant, d'après Wasmund (cité par Portner, 1951, p. 74), un sédiment calcaire contenant au moins 80 % de CO_3Ca. Au Crêt-de-l'Anneau, par contre, la condition est remplie :

Les échantillons prélevés en cet endroit, dans l'un des sondages du Laboratoire de géotechnique de Lausanne, ont donné, à l'analyse, les résultats suivants :

Profondeur du prélèvement (m) :	1,3-1,5	4,7-5,2	7-8 (?)
Teneur en carbonate de chaux (%) :	85,2	81,7	84,5
Teneur en matières organiques (%) :	2,7	4,5	2,2
Teneur en eau (%) :	73,8	89,2	47,7
Densité apparente :	1,49	1,42	1,51

Dans une craie provenant également du Crêt-de-l'Anneau et dont la teneur en chaux était de 84 %, nous avons noté un résidu cristallin composé d'une poussière de débris minéraux siliceux blancs, d'un diamètre inférieur à 0,05 mm et de fragments plus gros, dont le nombre diminue en raison inverse du calibre.

Une analyse granulométrique complète d'un échantillon de craie du Crêt-de-l'Anneau, exécutée par le Laboratoire de Lausanne, est représentée à la figure 5 (A).

Portner (1951, p. 79) détermine, pour les sédiments calcaires actuels du lac de Neuchâtel, des teneurs en chaux allant de 64 à 92 %. Les éléments de 0,02 à 0,002 mm en constituent le 63 % (p. 80), soit près du double de leur poids dans l'échantillon du Crêt-de-l'Anneau donné à la figure 5.

La perméabilité de la craie du Crêt-de-l'Anneau est faible. Le Laboratoire de Lausanne a déterminé, sur deux échantillons, les valeurs de $7{,}0.10^{-4}$ et $1{,}6.10^{-3}$ cm/min.

c) *Les alluvions clastiques et la disparition du lac*

A l'embouchure des cours d'eau dans le bassin lacustre, s'étagent des terrasses alluviales bien distinctes qui ont fait conclure, par Du Pasquier (1893, p. 23), à des niveaux successifs du lac. Cependant, comme ces terrasses ne sont plus, en réalité, que des vestiges souvent fort réduits des deltas, il est bien difficile d'en tirer des renseignements précis quant aux fluctuations du niveau des eaux.

Sur ce dernier point, l'examen du barrage qui obstrue la vallée en aval de Noiraigue, fournit quelques idées directrices. Ce barrage représentait (et représente encore) un seuil de longueur considérable et, dans l'ensemble, d'une homogénéité certaine quant à sa résistance à l'érosion. L'ablation dut avoir un caractère de continuité et de régularité, qu'interrompaient seulement les glissements et éboulements se produisant probablement sur les deux rives de l'émissaire. Les plus importants d'entre eux eurent, sans doute, pour conséquence de relever temporairement la cote des eaux (Schardt et Dubois, 1903, p. 444). La vidange du lac se fit donc d'une manière irrégulière, mais ne s'accompagna pas de débâcles telles qu'il s'en produit dans les bassins formés par barrage glaciaire.

La recherche de plates-formes d'érosion lacustre dans les flancs de la vallée ne donne aucune indication sur d'éventuelles stabilisations de la nappe d'eau. Il existe beaucoup de petites niches qui pourraient être rapportées à l'action mécanique des vagues. Elles s'observent à divers niveaux mais la carte Siegfried ne permet pas de déterminer leur altitude exacte. Sur les flancs des deltas supérieurs, il n'est pas

possible de définir le caractère fluviatile ou lacustre des terrasses d'érosion subséquentes.

Nous avons tenté de grouper, autour de quelques niveaux qui paraissent caractéristiques, entre 750 et 800 m, les terrasses les plus importantes. On verra que cette classification correspond davantage au site topographique des vestiges de plates-formes qu'à des phases distinctes de l'épisode lacustre. Sous réserve de nivellements précis qui apporteraient peut-être une meilleure ordonnance des terrasses, les observations paraissent infirmer l'hypothèse de stabilisations successives.

Niveau maximum. — La plate-forme alluviale la plus élevée dont il subsiste des vestiges se trouve à Buttes, entre 805 et 810 m. Du Pasquier 1893, pp. 18 et 23, signale près de Fleurier, entre 810 et 830 m, un dépôt d'alluvions à stratification horizontale et inclinée, mais il lui attribue une origine fluvio-glaciaire, plutôt que fluviatile postglaciaire. Nous admettons, en conséquence, que la cote la plus élevée de l'immersion fut voisine de 805 m. Quant à savoir si ce maximum eut lieu au début ou pendant la période lacustre, rien ne permet de le préciser.

Niveau de 800 m. — Un niveau voisin de 800 m régna durant la longue période d'accumulation de la terrasse principale de Buttes, dont il subsiste un important lambeau immédiatement à l'amont du village. Ce lambeau occupe la rive gauche de la rivière sur 900 à 1000 m de longueur, depuis l'endroit où la vallée s'élargit brusquement, jusque près de l'église. Il s'appuie, au S, sur un éperon rocheux qui fait supposer que les alluvions remplissent soit un ancien lit du Buttes, au N du talweg actuel, soit une ancienne vallée latérale. Bien qu'il ait été oblitéré par l'érosion et par l'exploitation récente de ses matériaux, il montre encore sa pente régulière de 1,2 % en moyenne. A l'époque de sa formation, ce delta considérable remontait jusqu'à Longeaigue, avec sa surface passant à une vingtaine de mètres au-dessus du Buttes actuel. Sa longueur maximum fut de 3,5 km au moins, et son niveau, à l'origine : 840 m environ.

Dans la gravière située près de la route de la Côte-aux-Fées, les lits sableux prédominent ; leur inclinaison est comprise entre 25 et 30° (maximum : 40°).

Un petit vestige du même delta subsiste sur la rive droite de la rivière, au S du village, à 800-805 m.

Plusieurs autres deltas sont contemporains de celui de Buttes :

a) sur la rive gauche de l'Ubena, dans le cirque de Saint-Sulpice, subsiste un lambeau très réduit, mais caractéristique, à 800-805 m ;

b) sur la rive gauche du Sucre, à Couvet, existe un reste de terrasse à 800-805 m, dont la surface paraît avoir été inclinée ;

c) au Bois-de-Croix, un vestige de plate-forme, assez vague à vrai dire, domine la rive droite du Crozet, à 800 m.

Niveau de 775 m. — Au pied du versant N de la vallée, en aval de Buttes, s'étend, sur 700 m de longueur, une plate-forme dont la pente est comprise entre 1 et 1,5 % et dont l'extrémité aval atteint l'altitude de 775 m. Elle constitue la zone marginale d'un vaste delta. Un profil longitudinal passant par cette terrasse et par celle de 800 m montre, vers leur zone de transition située au centre du village de Buttes, une discontinuité de 10 à 12 m dans le sens vertical.

En considérant, d'une part, la pente des deux plates-formes qui est très voisine de celle de l'actuel talweg et, d'autre part, cette discontinuité, on pourrait conclure que la décroissance normale du lac a été interrompue par une phase d'abaissement rapide, à partir de 800 m, à laquelle succéda un temps de ralentissement qui se termina vers 775 m.

La zone terminale de la terrasse de 775 m paraît coïncider avec le front du delta. Dans le flanc opposé de la vallée, un peu en aval de l'extrémité de cette terrasse, il existe deux étroits ravins transversaux. Au bas de chacun d'eux se trouve un petit cône de déjections faisant saillie dans la pente et terminé par une plate-forme à 775-780 m. Le delta du Buttes n'a certainement pas atteint ces deux cônes, sinon ils seraient noyés dans sa masse ou bien détruits, comme lui, par l'érosion ultérieure.

Sur la rive droite du Buttes, à part un petit gradin (780-783 m) qui paraît appartenir au début du delta de 775 m, il n'existe plus de dépôts apparents de cette période. Au cours de son enfoncement consécutif à la baisse du lac, le cours d'eau paraît s'être tenu toujours plus près du flanc S que du flanc N de la vallée.

A la phase d'abaissement lent qui se termina vers 775 m se rattachent également les plates-formes suivantes :

a) une terrasse de l'Areuse (accumulation ou érosion ?) à l'W de Saint-Sulpice, dont il subsiste un lambeau au lieu dit la Ferrière, entre 777 et 780 m. Ce lambeau est désigné comme « glaciaire würmien jurassien » par Mühlethaler, sur sa carte (1930), et comme « talus de délitement » par Rickenbach (1925) ;

b) un delta du Sucre qui se décèle par deux terrasses : l'une sur la rive gauche, dominant la ligne CFF à l'W de la gare de Couvet, inclinée vers l'E et située entre 785 et 790 m ; l'autre sur la rive droite, entre 775 et 785 m, qui sert d'appui au viaduc du chemin de fer ;

c) un reste de delta à 787-790 m, sur la rive droite du Bied de Môtiers (100 m au N de la cascade du ruisseau des Riaux).

Signalons encore, entre Boveresse et le Gibet, une curieuse butte appliquée contre le flanc N de la vallée. Son sommet est à 787 m (pt 787 de la carte Siegfried). Elle montre, dans ses couches superficielles, des graviers roulés plus ou moins grossiers. Il est difficile de la rattacher à l'histoire lacustre, car elle n'est liée à aucun cours d'eau, affluent de l'Areuse, dont les autres traces soient conservées.

Niveau de 750 m. - Depuis l'époque des plates-formes de 775 m, l'abaissement du lac pourrait s'être opéré avec régularité. De nombreux lambeaux de terrasses existent, entre 775 et 750 m, qu'il n'est pas possible de rattacher à une phase de stabilisation particulière. Dans la vallée de Buttes, l'envahissement alluvial a progressé vers l'aval. Sur la rive gauche, il subsiste une plate-forme qui se poursuit jusqu'à l'W de Fleurier, de 760 à 752 m environ ; son niveau est supérieur de quelques mètres à celui du talweg. A Saint-Sulpice, l'Areuse a édifié un delta dont il reste, entre 760 et 770 m, un lambeau de 650 m de longueur. Au NE de Fleurier, il existe, appliquée contre le flanc de la vallée, une vaste plate-forme légèrement bombée, à 760 m. Son origine n'est pas claire. Elle résulte peut-être du nivellement par les vagues d'une butte morainique. Rickenbach (1925) l'indique, sur sa carte, comme « talus de délitement ». Un grand delta s'avança depuis la cluse du Bied de Môtiers en direction du village. Deux vestiges en sont conservés : l'un sur la rive droite du Bied, à 100 m au N de la cascade du ruisseau des Riaux (755-758 m) et l'autre, sur la rive gauche, immédiatement à la sortie de la cluse (760 m). La partie NE du village de Couvet, sur la rive gauche du Sucre, occupe une grande plate-forme d'accumulation datant de la même période. Du côté amont, elle s'étend aussi sur la rive droite, au quartier du Rossier, entre 765 et 770 m. En aval, elle s'étale, avec une faible pente, jusqu'au cimetière, à l'altitude de 750 m, puis elle est coupée par un talus rapide, d'une quinzaine de mètres, au pied duquel passe aujourd'hui l'Areuse. A l'W, elle se termine au bord d'un talus d'érosion modéré qui traverse le village près du temple (la Grande-Rue marque une augmentation passagère de pente en cet endroit). Vraisemblablement, ce delta de 750 m progressa jusqu'au versant S de la vallée, en coupant totalement le lac.

Alluvions du Vanel. — Le bas de la combe actuellement sèche du Vanel possède une plate-forme inclinée dont le bord extérieur est à 750 m environ. Ce niveau est aussi celui d'une terrasse située à 300 m plus au N, laquelle en domine deux autres, étalées encore plus

loin, jusqu'à 400 m du Vanel, aux altitudes de 745 et 740 m. Sur la rive gauche de l'Areuse, à 250 m au NE de l'hôtel du Crêt-de-l'Anneau, le flanc de la vallée est occupé par une formation de sable grossier enrobant du gravillon et de petits galets en général à plat, qui paraît s'élever jusque vers 750-755 m. Les constituants en sont roulés et lavés, mais *non stratifiés*. Au SW, cette formation s'appuie directement sur une rampe de Portlandien. A quelque cent mètres en aval, la pente n'est plus occupée que par des éboulis. Ajoutons que les travaux de fondation du nouveau pont de Sur-le-Vau ont mis à jour, sous environ 3 m de craie lacustre et 2 m de limon bleu, de la moraine de fond grise, avec des galets alpins et jurassiens striés.

Les formations alluviales témoignent d'une accumulation considérable de matériaux, qui s'étendit probablement d'un bord à l'autre de la vallée et jusqu'à 400 m en aval du Vanel. La surface en fut au moins à 750 m. Seul un glacier tardif, occupant la combe, peut avoir fourni torrents et matériaux nécessaires à une telle accumulation. L'absence de vestiges de terrasses supérieures à 750 m ainsi que les graviers non stratifiés de la rive gauche pourraient indiquer que ce glacier atteignit le lac jusqu'à l'époque où le niveau était à 750-760 m. En ce cas, il resterait à préciser où se trouvent ses moraines superficielles.

Disparition du lac. — A partir du niveau de 750 m, le lac du Val-de-Travers fut probablement partagé en trois bassins distincts par les cônes alluviaux du Sucre et du Vanel, qui formaient des seuils moins résistants que le bouchon de Noiraigue. L'abaissement de ce dernier commandait celui des deux premiers, si bien que la cote des eaux croissait du bassin aval au bassin amont. La situation était comparable à celle des actuels lacs de Saint-Point et de Remoray, séparés par une formation alluviale du Doubs et présentant entre eux une différence de niveau de deux mètres.

Chacun des bassins suivit dès lors son évolution propre qui aboutit au comblement total de chacun d'eux.

Bassin amont. — La nappe d'eau retenue par le cône du Sucre subit l'envahissement des graviers du Buttes et de l'Areuse, d'une part et de ceux du Bied de Môtiers, d'autre part. Les deux aires alluviales fusionnèrent dans la région de Boveresse. L'abaissement du seuil de Couvet eut pour répercussion la formation de terrasses en amont, notamment de celle qui subsiste à l'E de Fleurier et dont la partie frontale est à 745 m, soit à 2-3 m au-dessus de la plaine actuelle. En aval de Fleurier, l'Areuse a été refoulée vers le bord septentrional

de la vallée par les alluvions du Bied et cela, jusque dans les derniers temps de la période lacustre, puisque c'est là que se trouve maintenant le talweg. La rivière ne l'occupe plus, d'ailleurs : en 1675, elle fut canalisée par Môtiers, près du bord opposé et légèrement surélevé de la vallée, afin de fournir, par une chute d'environ 1 m, la force motrice nécessaire aux moulins du village. Des photos aériennes prises en 1949 par le Service topographique fédéral révèlent nettement le tracé sinueux d'un ancien cours, aujourd'hui comblé, formant un grand arc vers le S, entre Fleurier et Môtiers. Il s'agit, sans doute, du tracé antérieur à 1675 qui, lui non plus, n'empruntait pas le talweg.

Des sondages effectués en 1954, pour le compte de la commune du Locle et du Service des ponts et chaussées, ont révélé que la puissance des graviers superposés au limon est d'au moins 17,5 m au centre de la vallée, en amont de Fleurier, et au maximum de 11 m, entre Fleurier et Boveresse.

La ligne Môtiers–Boveresse forme approximativement la limite aval de la nappe continue d'alluvions clastiques. Des lits isolés de gravier et de sable existent encore plus à l'E, mais leur épaisseur est réduite et, en outre, ils sont recouverts par des limons récents. Deux sondages, exécutés pour la commune du Locle, en 1954, mettent en lumière cette disposition :

1. 200 m aval de Boveresse :	0-1,1 m	terre végétale et tourbe
(pt 536400/196530)	1,1-3,0 m	gravier
	3,0- ?	limon lacustre
2. Nord de Môtiers :	0-4,0 m	argile
(pt 536760/195980)	4,0-6,0 m	gravier
	6,0- ?	limon lacustre

Un sondage du Service des ponts et chaussées exécuté encore plus en aval (pt 537020/196690) a rencontré également un banc de gravier sous 2,5 m d'argile et 0,7 m de sable.

Devant le front de l'aire alluviale, le bassin lacustre se réduisait de plus en plus. L'Areuse, repoussée au N, poursuivit le comblement de la partie centrale et septentrionale du bassin, avec des sables et des limons. La partie méridionale resta libre et fut envahie par une tourbière, de l'aval de Môtiers jusqu'à Couvet. Un sondage fait à 500 m au NE de Môtiers (pt 537450/196420) a révélé l'existence d'une couche ininterrompue de tourbe de 9 m d'épaisseur, reposant sur du limon lacustre gris bleu. Comme ce gisement n'a pu prendre naissance en eau profonde, l'on est conduit à admettre que le seuil de Couvet devait être alors à 8-9 m au-dessous de son niveau actuel, soit à 726-727 m. Une tourbière moins importante, probablement plus tar-

dive, se développa le long du versant N, entre Boveresse et le Gibet. Le sondage 1 rapporté ci-dessus y a rencontré une assise tourbeuse d'un mètre. La couche atteint 1,5 m plus en aval.

Le terme ultime de l'épisode lacustre est représenté par les débordements de l'Areuse qui se produisent de nos jours et qui se seraient poursuivis encore longtemps si l'homme n'était intervenu. Le seuil de Couvet a subi, sans doute, des oscillations de niveau provoquées par le jeu des actions érosive de l'Areuse et accumulatrice du Sucre, ainsi que par des glissements [1]. A la phase lacustre proprement dite succédèrent des submersions de durée et d'étendue variables, au cours desquelles se déposèrent les derniers limons qui recouvrent maintenant les sables et graviers de l'aval de Boveresse. Toutefois, l'absence de craie lacustre, dans ces sédiments, pourrait signifier que les submersions eurent surtout le caractère d'inondations saisonnières, telles qu'il s'en produit encore aujourd'hui.

Ces inondations ont préoccupé de tout temps les populations. Les plus anciennes doléances connues à leur sujet remontent à 1621. On incriminait alors le barrage des Moulins de Couvet qui aggravait l'effet de retenue du seuil naturel. Les crues les plus violentes submergeaient la vallée jusqu'à Fleurier (plan Mérian, 1851). En 1884, on supprima la chute des Moulins, ce qui ne mit pas fin, pour autant, aux débordements. En 1868, fut creusé le canal auxiliaire (canal Neuf) qui coupe la courbe de l'Areuse entre Fleurier et Môtiers. Ce nouveau lit accéléra l'écoulement mais aussi le charriage, et les graviers envahirent la rivière jusqu'à l'entrée de Couvet. De 1869 à 1942, soit en 73 ans, il s'est déposé, de Fleurier à Couvet, un volume d'alluvions estimé par le Service des ponts et chaussées à 50 000 m³. La correction générale de 1950-1953 eut, pour premier objet, l'abaissement du seuil de Couvet que, pendant les mêmes 73 ans, les alluvions du Sucre ont exhaussé de 0,8 m.

Bassin médian. — A l'inverse du seuil de Couvet, sans cesse régénéré par les alluvions du Sucre, le bouchon morainique et fluvio-glaciaire du Crêt-de-l'Anneau subit, sans doute, une érosion régulière depuis son niveau maximum de 750-760 m. Après la disparition du glacier qui l'occupait, la combe du Vanel ne fut plus qu'occasion-

[1] L'Areuse, repoussée par le cône du Sucre, a déclenché des glissements à la base du flanc méridional. Ce fait a déjà été constaté lors d'un endiguement effectué en 1854. Guillaume (Rapport, 1860, p. 5) qui relate cette observation suppose que la Molasse est arrivée là par un « éboulement marneux qui se serait fait depuis le Burcle, à une époque dont on a conservé le souvenir ». Au cours des travaux de correction de 1950, la présence d'argile tertiaire a été établie dans le lit de la rivière, près de la gare de Couvet (p. 50).

nellement le siège d'un écoulement superficiel important, aussi l'apport d'alluvions sur le seuil devint-il minime. La décroissance du bassin médian fut, sans doute, directement dépendante de celle du bassin aval.

Le comblement du bassin médian se fit par des limons ainsi que par les graviers arrachés au seuil de Couvet et charriés en aval, jusqu'au Bois-de-Croix. Ceux-ci atteignent une puissance maximum de 5,5 m, sur la rive droite de l'Areuse, à 300 m au NE des usines Dubied (Poldini, 1950). Aucune terrasse intermédiaire, entre celle de 750 m et le niveau actuel du talweg, ne s'observe. Au Bois-de-Croix, les graviers de l'Areuse viennent s'appuyer contre le cône transversal du Crozet. L'étalement en aval des cailloutis de ce dernier se limite à l'alluvionnement de quelques lits successifs de l'Areuse, enfouis sous 1 à 2 m de limon (Fisch, 1945). Le torrent du Crozet entre en activité occasionnellement, surtout à la fonte des neiges, et charrie alors une quantité relativement importante de matériaux. Un cône de déjections s'est constitué aussi à l'issue de la combe Bayon, à 700 m en aval de celui du Crozet. Il est moins développé que ce dernier et n'a fourni que très peu de matériaux à l'Areuse. La combe Bayon est actuellement sèche. Sur le flanc méridional de la vallée, face à la combe Bayon, s'étale le cône du ravin de la Coué. Les sondages géoélectriques effectués par Fisch (1945) ont révélé que l'aire des alluvions grossières y est étroite. Elle n'atteint pas le talweg, pour la raison, semble-t-il, qu'elle a été arrêtée dans sa progression par un lit de l'Areuse côtoyant la base du versant à l'altitude de 740 m. La présence de celui-ci, si elle se confirme, indique que le talweg, actuellement à 731 m, a déjà subi une érosion de l'ordre d'une dizaine de mètres.

Bassin aval (Pl. 4). — La destruction du seuil du Crêt-de-l'Anneau est attestée par les deux terrasses de 745 et 740 m, situées à 400 m au N du Vanel. Le delta fut coupé, dans le sens longitudinal, jusqu'à la base des graviers fluvio-glaciaires puisque au pont de Sur-le-Vau, le limon lacustre repose directement sur la moraine. Or, tant dans la saignée que plus en aval, une couche de craie lacustre uniforme occupe toute la surface. Les graviers arrachés au seuil et charriés en aval n'apparaissent nulle part ailleurs que dans les deux terrasses ci-dessus. Il se pourrait qu'ils aient été recouverts par la craie, laquelle se serait alors formée dans une phase de submersion postérieure à la disparition du lac. Cette dernière aurait été suivie d'une période d'érosion, dont nous avons déjà reconnu des indices dans les deux bassins supérieurs. Au cours de cette érosion, le glissement d'une masse détritique affaiblie à la base aurait rehaussé le seuil de Noiraigue, jusque vers 731 m, cote à laquelle apparaît la craie lacustre

en amont de Travers. En ce cas, la craie serait sensiblement plus récente que le limon lacustre sous-jacent. Favre (dans Thiébaud, 1937, p. 49) indique qu'elle contient une faunule assez voisine de celle de l'époque actuelle, mais avec trois espèces qui « détonnent un peu dans cet ensemble de caractère récent ».

La fin de la seconde submersion fut marquée par l'apparition de marais tourbeux sur la rive gauche de l'Areuse actuelle. Früh et Schröter (1904, p. 475) y décèlent les stades d'évolution suivants : lac à roseaux, marais plat, marais boisé et, finalement, îlots de marais bombé.

Actuellement, le seuil de Noiraigue est à 722 m environ, tandis que la surface du remblai crayeux s'élève à 727-728 m. L'Areuse occupe, dans celui-ci, un chenal de 4 à 6 m de profondeur, sur les bords duquel existent déjà de petites terrasses d'érosion et des niches de glissement. Au demeurant, rien ne s'oppose à ce que les masses morainiques de la rive droite, en aval de Noiraigue, se remettent un jour en mouvement, élevant une nouvelle fois le niveau du seuil. Vouga (1868, p. 123) rappelle, sans en donner la date, « les éboulements énormes qui sont survenus sur la rive droite de l'Areuse, au-dessus du Saut-de-Brot et qui ont en partie entraîné dans le torrent, en la fissurant en tout sens, la forêt d'Auvernier » (voir aussi G. R., 1958).

d) *Caractères des alluvions clastiques*

Granulométrie. — Les alluvions clastiques consistent en gravier, gravillon et sable stratifiés, alternant dans le sens horizontal et dans le sens vertical. Elles sont en contact avec les sédiments lacustres, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une couche de limon finement sableux.

Un sondage exécuté en amont de Fleurier a révélé, entre la surface et deux mètres de profondeur, des blocs atteignant jusqu'à 25-30 cm. En aval de Fleurier, par contre, les fragments supérieurs à 10 cm sont exceptionnels.

L'analyse granulométrique complète de trois graviers provenant de sondages effectués entre Fleurier et Boveresse, pour le compte des Services industriels du Locle, en 1954, est donnée à la figure 5 (N^{os} 5-7). Le caractère irrégulier des courbes indique la prépondérance ou la faible représentation de certaines classes granulométriques.

La courbe N^{o} 1 du même diagramme se rapporte à un sable fin de la région de Buttes. L'abondance de la fraction 0,2 à 0,06 mm accuse son caractère fluviatile et le distingue nettement des sédiments

lacustres. Les courbes N^os^ 2, 3 et 4 concernent les fractions fines de graviers sableux.

La composition granulométrique des graviers charriés actuellement par l'Areuse a fait l'objet d'une étude du Service des ponts et chaussées, en 1950. La figure 6 donne les courbes de tamisages effectués sur des échantillons prélevés entre la surface et un mètre de profondeur, dans des bancs émergeant au milieu du cours d'eau.

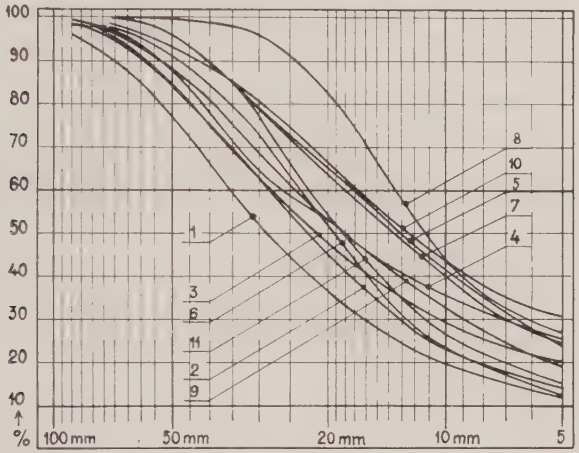


Fig. 6. — Courbes granulométriques des graviers actuels du lit de l'Areuse. (Analyses portant sur 350 à 650 kg de matériaux et donnant la composition moyenne de la couche de 0 à 90 cm de profondeur.)

1. Fleurier, 20 m aval jonction Buttes
2. » 40 m » » »
3. » Vieille rivière, 100 m aval du canal Neuf
4. Môtiers, canal Neuf, 200 m amont pont route de Boveresse
5. *Id.*, 200 m aval du pont
6. Môtiers, 20 m aval jonction Bied
7. » 950 m » » »
8. Couvet, 950 m amont jonction Sucre
9. Couvet, embouchure du Sucre
10. » 1600 m aval jonction Sucre
11. Travers, 30 m aval du Loclat

On constate que la composition reste relativement uniforme sur la longueur du tronçon étudié, notamment du fait que les distances de charriage sont courtes. Les dépôts les plus grossiers se trouvent à l'embouchure du Buttes (1 et 2). Les calibres inférieurs augmentent

progressivement à l'aval de Fleurier (3, 4, 5). L'apport du Bied se traduit par un enrichissement en éléments grossiers (6). A l'aval de cet affluent, la pente étant faible, les gros galets se font de plus en plus rares (7). La réduction des calibres est particulièrement sensible en amont de Couvet (8). Les matériaux amenés par le Sucre présentent une granulométrie moyenne (9). Les calibres inférieurs augmentent à nouveau sensiblement en aval de Couvet (10), jusqu'à l'embouchure du Crozet où se fait sentir un nouvel apport d'éléments grossiers (11).

Origine. — Dans les alluvions actuelles, les galets alpins représentent une faible proportion. Ils atteignent, au contraire, un pourcentage relativement élevé, dans les anciens deltas :

	alpins	*jurassiens*
Terrasse supérieure, Buttes :	1-2 %	98-99 %
Pied des terrasses supérieures, Couvet :	7 %	93 %
Pied de la terrasse de 745 m, Le Vanel :	12 %	88 %
Alluvions non stratifiées, Crêt-de-l'Anneau :	16 %	84 %

Ces quelques chiffres démontrent que le matériel des deltas est issu de la destruction des moraines accumulées dans les vallées latérales, dont la teneur en roches alpines atteint le même ordre de grandeur (p. 66). Quant aux graviers du Buttes, ils proviennent en majeure partie de territoires où régnaient les glaciers jurassiens, aussi n'est-il pas étonnant que les éléments alpins y soient sensiblement plus rares.

Les fractions sableuses sont plus riches que les graviers en composants cristallins. Ceux-ci dérivent soit de la moraine, soit de la Molasse. On y reconnaît surtout des grains de quartz, des feldspaths, des micas, de l'épidote et des fragments très arrondis de roches vert foncé. La teneur en carbonates diminue avec le calibre moyen des éléments, comme l'indiquent les valeurs suivantes représentant la moyenne de 6 sables prélevés en différents endroits de l'aire alluviale :

Calibres (mm) :	2,0-1,0	1,0-0,6	0,6-0,2	0,2-0,1	0,1-0,06	< 0,6
Carbonates (%) :	78	75	67	52	50	41

Champ-du-Moulin

a) *L'ancien lac*

A partir du hameau de Champ-du-Moulin, jusqu'à 1 km en aval, le lit préglaciaire de l'Areuse est comblé par une accumulation de matériaux détritiques. L'Areuse actuelle contourne celle-ci au S, tout d'abord en en côtoyant le flanc méridional rocheux de la vallée, puis

dans une petite gorge épigénétique entamant ce même flanc et rejoignant, par un brusque coude au N, l'ancien lit en aval de la section obstruée.

Sur l'origine de la masse considérée comme bouchon, on est mal renseigné. Pour Vouga (1868) elle est formée en majeure partie d'argiles feuilletées en couches horizontales, contenant de petits cailloux roulés, quelquefois striés et polis, d'origines alpine et jurassienne. Ces argiles seraient recouvertes par une chape d'éboulis du flanc N, atteignant une dizaine de mètres d'épaisseur. Schardt et Dubois (1903, p. 443) y voient une accumulation de moraine locale reposant sur la moraine de fond rhodanienne. Dubois (1902, p. 204) accorde une part prépondérante à un grand éboulement qui serait descendu des hauteurs de Solmon.

La partie aval de l'accumulation, formant le coteau de la Verrière, montre une morphologie de glissements typique. Elle s'est révélée instable lors de l'établissement de la ligne de chemin de fer, aussi a-t-il été nécessaire de l'assainir sur toute sa hauteur par un réseau très étendu de galeries. Plusieurs d'entre elles vont saisir d'importantes sources dans la roche encaissante, au N. Ces faits indiquent que la masse présente un caractère dominant d'imperméabilité qui appuie l'hypothèse de l'origine glaciaire des matériaux.

De son côté, la petite gorge creusée au S a miné la base du flanc méridional et a favorisé des éboulements qui peuvent avoir provoqué l'obstruction momentanée du nouveau lit.

Ces diverses circonstances eurent pour conséquence que la vallée de Champ-du-Moulin fut transformée, à une ou plusieurs reprises, en lac de barrage. La majorité des auteurs s'accorde à dire que cela se produisit après le retrait des glaciers. Selon Dubois (1902, p. 205) la cote d'immersion maximum fut 650 m.

b) *Les limons lacustres*

L'aqueduc des eaux potables de Neuchâtel, le long du bord droit de la petite plaine de Champ-du-Moulin, fut exécuté en totalité dans des argiles feuilletées, recouvertes d'amas morainiques et d'éboulis. Ritter (1887) note que ces argiles, parfaitement horizontales, contiennent de petits galets glaciaires près du flanc de la gorge, tandis qu'elles n'en recèlent pas au milieu de la plaine. De plus, elles sont relevées, voire renversées, dans leur zone de contact avec la roche en place. Sur la base de ces observations, l'auteur conclut que toute la vallée est occupée par les mêmes argiles. Nous verrons que tel n'est pas rigoureusement le cas. Sur la rive gauche, lors de travaux de sondages exécutés par la ville de la Chaux-de-Fonds, en amont de

l'usine des Moyats, vers 640 m, des limons finement stratifiés ont été découverts également, soit à partir de la surface, soit sous une couche d'alluvions très grossières atteignant 3 à 5 m d'épaisseur.

Ces limons stratifiés de la vallée de Champ-du-Moulin ressemblent à ceux dont Vouga (1868) donne la description au pied du coteau de la Verrière vers 565 m. Ils rappellent également ceux que Du Pasquier (1893, p. 13) mentionne, en dessous de Noiraigue, immédiatement en aval du pont du chemin de fer, à 700 m. Ces derniers reposent sur de la moraine de fond argileuse et sont recouverts par des galets alpins puis par des matériaux jurassiens. Selon Schardt et Dubois (1903, p. 438), les galets alpins superposés sont morainiques. En 1956, un glissement a découvert la base de la formation. Les sédiments lacustres, visibles sur 15 m de hauteur, consistent en argiles feuilletées horizontales, dans lesquelles sont empâtés des galets qui provoquent, par endroits, une déformation de la stratification. A 6 m de sa base morainique, la couche montre une intercalation de 20 cm de moraine gris bleu, à *petits* éléments alpins dominants. Deux mètres plus haut existe une nouvelle intercalation d'apparence morainique, comprenant surtout des blocs jurassiens de taille moyenne ; sa puissance est de 0,5 m. D'autres horizons analogues, riches en blocs jurassiens, s'observent encore plus haut. Schardt et Dubois (1903) indiquent, sur leur carte géologique, la présence des mêmes argiles feuilletées le long de la rive droite de l'Areuse jusqu'en amont du Saut-de-Brot à 675 m. Elles sont fortement redressées, du fait d'un glissement probablement ; leur inclinaison varie entre 60 et 80° vers le S.

Ainsi, de la Verrière jusqu'à Noiraigue, entre 565 et 710 m, on rencontre des limons stratifiés horizontaux. Ceux-ci attestent l'existence de nappes d'eau libres, étroitement liées aux régressions glaciaires et dans lesquelles venaient se décanter les eaux de fusion fortement chargées de suspensions.

De nombreuses terrasses d'accumulation et d'érosion bordent la rivière, entre le débouché du Saut-de-Brot et le hameau de Champ-du-Moulin. La plus élevée s'appuie, sur la rive gauche, directement contre les rampes rocheuses du Saut-de-Brot, à 650 m. Elle consiste en alluvions très grossières. Sur la rive droite, une importante masse morainique glissée depuis la pente, la côtoie. Jusqu'à 620 m, altitude de Champ-du-Moulin, les vestiges de plates-formes se succèdent. Vis-à-vis de l'usine des Moyats, par exemple, on relève, sur la rive droite, quatre niveaux distincts qui sont approximativement 629, 630, 634, 640 m. Au SE de la maison Jean-Jacques Rousseau, existent trois gradins compris entre 622 et 632 m.

D'après quelques observations que nous avons pu faire, les paliers

subsistant le long des bords de la vallée sont formés par des argiles feuilletées. Celles-ci s'observent par-ci, par-là, au bord des chemins longeant le pied des versants. L'aqueduc des eaux de Neuchâtel, établi dans les mêmes argiles, emprunte successivement toutes les terrasses de la rive droite. Ainsi, le fond limoneux de l'ancien lac paraît avoir subi, après le retrait des eaux, une certaine érosion. Celle-ci aurait déclenché des mouvements de stabilisation sur les bords (qui expliqueraient notamment le relèvement des feuillets argileux décrit par Ritter), ainsi que des glissements dans les moraines appliquées à la base des versants.

La zone de glissements la plus critique fut, sans aucun doute, la section comprise entre le pont de la Rugesse et la Verrière. Des masses importantes de matériaux peuvent avoir à nouveau barré la vallée et régénéré le lac, à une ou plusieurs reprises. Schardt et Dubois (1903) indiquent, sur leur carte, quelques éboulements importants dans cette région, des deux côtés de la rivière. Nous avons noté aussi une morphologie de glissement caractéristique à la base du versant méridional, vis-à-vis du pont de la Rugesse. Les débris végétaux fossiles découverts dans du limon superficiel, en aval du hameau de Champ-du-Moulin, par de Tribolet (1883), apportent encore un argument à l'hypothèse d'une submersion tardive.

c) *Les alluvions clastiques*

Le centre de la vallée de Champ-du-Moulin n'est pas comblé entièrement par des argiles feuilletées, comme l'affirmait Ritter, mais par des graviers alluviaux. Ceux-ci ont été révélés par les sondages de recherche d'eau effectués en 1954, sur la rive gauche de la rivière, pour le compte de la Chaux-de-Fonds :

En amont de l'usine des Moyats, ces graviers sont très grossiers et irrégulièrement encaissés dans le limon. Par endroits, ils touchent la roche en place du flanc N.

Au bois de Ban, à quelque 500 m en aval de l'usine, un puits a été établi dans une couche de gravier et de sable de 16 m d'épaisseur, interrompue par du limon, entre 2,7 et 6 m.

A 100 m en amont du pont de Champ-du-Moulin, les graviers sont épais de 14 à 15 m, de même qu'à 15 m en aval du pont. Leur base est donc comprise entre 600 et 605 m. L'argile lacustre apparaît à une profondeur moindre près du pied N de la pente.

Le dépôt des graviers s'est fait probablement durant toute la période postglaciaire, notamment dans le sillon d'érosion qui entame les limons. La terrasse de 650 m, dont il subsiste des vestiges au débouché du Saut-de-Brot, peut être interprétée comme un delta contemporain de la cote maximum de l'immersion.

Basse-Areuse

Le flanc méridional de la première chaîne présente, entre Bevaix et Colombier, une légère concavité, dont la cluse de l'Areuse occupe le centre. L'espace séparant le pied de la montagne du lac de Neuchâtel est recouvert entièrement par des alluvions fluvio-glaciaires et fluviatiles récentes, disposées en deux plates-formes :

a) la terrasse de Colombier–Cortaillod–Bevaix, comprise en majeure partie entre 530 et 490 m ;

b) le delta inférieur de l'Areuse, entre 440 et 430 m.

a) *La terrasse de Colombier–Cortaillod–Bevaix*

Le soubassement consiste en un socle molassique dont le relief est mal connu mais qui, dans son ensemble, paraît s'abaisser du NW au SE, c'est-à-dire depuis le pied de la montagne vers le lac. Il est, de plus, raviné par des sillons d'érosion remplis d'alluvions. La couverture alluviale constitue une plate-forme inégale qui, au NW, s'appuie, en s'élevant par endroits jusque vers 540 m, contre les moraines würmiennes du flanc de la première chaîne. Elle comprend des limons et des sablons lacustres, prédominants dans la zone frontale (Vouga, 1866) et des graviers, stratifiés ou non. Les graviers stratifiés apparaissent en surface, dans toute la zone postérieure de la plate-forme, depuis Bevaix jusqu'à Colombier, ainsi qu'à Chanélaz où leur puissance atteindrait 50 à 70 m (Vouga, *id.* Frei, 1925, p. 78). L'âge, la genèse et la distribution de ces intéressantes alluvions sont encore mal connus.

b) *Le delta inférieur de l'Areuse*

Les variations de niveau du lac de Neuchâtel, depuis la régression würmienne. — Pendant le retrait du glacier rhodanien, l'écoulement des eaux du pied du Jura était réglé par le niveau d'un barrage comprenant les digues morainiques de Wangen et les alluvions de l'Emme (Favre, 1883, Mühlberg, 1910). Jäckli (1950) suppose qu'au moment où le bassin s'étendant du Mormont à Soleure fut entièrement libre de glace, ce seuil s'était déjà sensiblement abaissé au-dessous de sa cote initiale de 453 m. En effet, dans la plaine de l'Orbe, l'auteur n'observe aucune terrasse indiquant ce niveau maximum. De même, à la sortie des gorges de l'Areuse, nous n'en avons relevé aucun indice. Seuls, deux vestiges de plates-formes à 461-463 m, sur chaque rive de la rivière, un peu en aval du viaduc CFF, pourraient le suggérer.

Depuis lors, les trois lacs subjurassiens et leurs marécages périphériques ont subi de nombreuses oscillations de niveau, de l'ordre de

grandeur de quelques mètres (Antenen, 1930, Lüdi, 1935). Actuellement, la tendance est à la hausse, que l'on s'efforce, depuis le XVIII^e^ siècle, d'enrayer par des travaux de correction (Graf, 1902, Peter, 1922).

Limite et nature du delta. — Le delta inférieur de l'Areuse comprend les alluvions holocènes déposées sur la rive du lac de Neuchâtel, depuis le moment où celui-ci fut relativement stabilisé à des niveaux voisins de la cote actuelle. Il s'étale au pied de la terrasse de Bevaix–Colombier, depuis le Petit-Cortaillod jusqu'à Colombier où il touche et peut-être recouvre en partie la base de l'appareil fluvio-glaciaire de Bôle (p. 89). La nappe alluvionnaire remonte dans la basse vallée jusqu'au viaduc CFF, soit à 1 km en amont de Boudry (457 m). Plus haut, le lit de la rivière est creusé dans la roche en place. Ainsi, il existe une discontinuité entre le delta et les alluvions de Champ-du-Moulin. Un revêtement alluvial contigu à celui de l'Areuse occupe la section inférieure du vallon du Merdasson depuis 500 m environ.

L'étendue sur terre ferme du delta, y compris ses prolongements dans les vallées, est de 4,1 km². D'après les indications de la carte Siegfried, la zone frontale actuellement sous les eaux moyennes en est étroite. Dans les parages de l'embouchure du Merdasson, la Molasse sous-jacente se trouve à une profondeur ne devant pas excéder de beaucoup 8 m. Les sondages effectués en 1953 au SE de Colombier (fig. 7) ont révélé, dans la zone frontale du delta, une épaisseur de sédiments fluviatiles de 8 à 20 + x m.

Les matériaux du delta sont de natures très diverses. Si, comme on peut l'admettre, la *structure deltaïque* prédomine (Frei, 1943 *a*), les échelles stratigraphiques fournies par les sondages n'ont pas une signification générale. Ce fait ressort des profils de la figure 7, qui se rapportent aux recherches effectuées par la commune de Colombier en 1953. Ils ont révélé l'existence, à des profondeurs diverses, des types de terrains suivants :

a) limon franchement lacustre, de couleur claire, contenant des débris ligneux ;
b) limon gris, riche en carbonate de chaux, contenant du sable ou du gravillon ;
c) limon plus ou moins sableux, foncé, tourbeux, avec débris ligneux ;
d) limon gris jaune ou jaune (fluviatile ?) ;
e) sable jaune ;
f) gravier peu ou très sableux, ou limoneux ;
g) tourbe noirâtre.

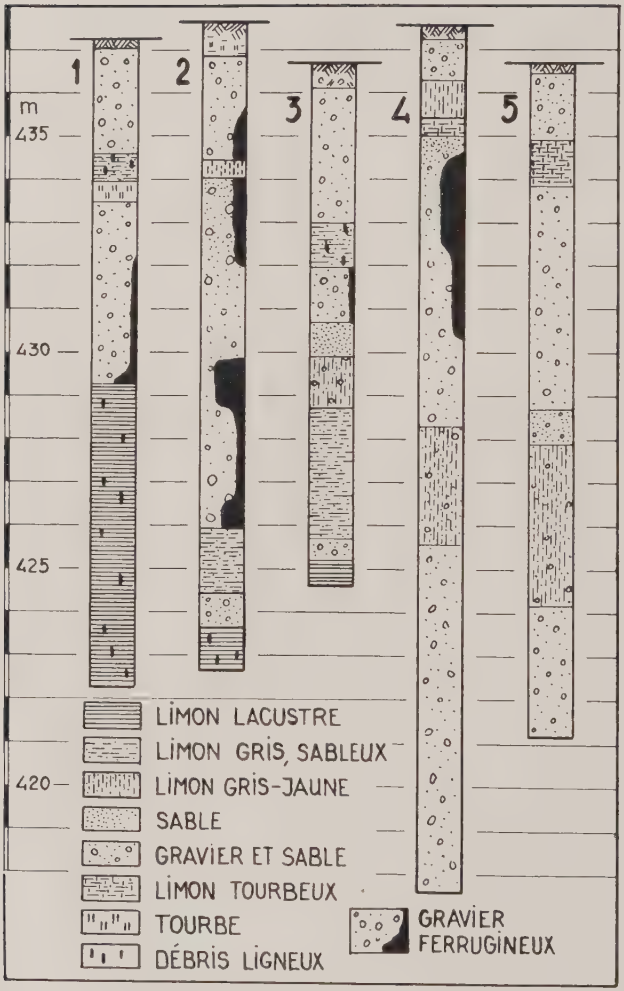


Fig. 7. — Profils de sondages dans le delta de l'Areuse, au SE de Colombier (RPN. 376,86).

1. pt 556860/201520 2. pt 556910/201200
3. » 556840/201340 4. » 556750/201230
5. pt 556810/201160

Il n'est guère possible d'établir un parallélisme de ces dépôts entre les cinq profils. Il faut noter, toutefois, la présence, dans les sondages 1 et 5, d'une couche tourbeuse qui suggère un niveau bas du lac et qui pourrait être contemporaine des tourbes inférieures de la plaine d'Orbe (Jäckli, 1950). Le limon sableux qui la recouvre marquerait la transgression ultérieure du lac.

Une tranchée de pose d'un égout, creusée le long du chemin des Longues-Rayes, au S de Colombier, dans la direction SW-NE, a révélé l'existence, sur toute sa longueur, d'une couche superficielle de limon gris clair, riche en débris végétaux et en petits coquillages. La profondeur de la tranchée était de 1,5 à 2 m ; le fond, ne touchant qu'en quelques points les graviers sous-jacents, allait de 436 à 435,5 m environ. Ce limon, atteignant par place une épaisseur de plus de deux mètres, témoigne d'une période relativement longue de sédimentation dans une eau tranquille, dont le niveau s'élevait au moins à 438 m.

Frei (1925, p. 79) relève la teneur élevée en galets alpins des alluvions actuelles de l'Areuse : 40 % aux Prés-de-l'Isle.

c) *L'appareil fluvio-glaciaire de Bôle*

L'action non seulement accumulatrice, mais aussi érosive, des cours d'eau diluviens est particulièrement sensible au N de Colombier. Un torrent d'eau de fonte a creusé dans les dépôts morainiques un large chenal qui descend avec une pente décroissante depuis Bôle jusqu'au lac de Neuchâtel. Cette petite vallée est sèche dans sa partie supérieure, qu'occupe une nappe importante d'alluvions fluvio-glaciaires. Un sondage y a été pratiqué en 1942, jusqu'à 17 m de profondeur, au NE de Bôle (pt 554660/202170, alt. 520 m). Il a rencontré, sur toute sa hauteur, une couche de gravier et de sable jaunâtres, où les éléments jurassiens prédominent et dont le caractère glaciaire est net (Frei, 1943 *b*).

La partie aval de la vallée est arrosée par un petit ruisseau. Elle comprend des limons superficiels recouvrant sans doute des alluvions grossières, disposition qui se poursuit probablement jusqu'au lac. Deux autres rigoles d'eau de fonte, moins importantes, complètent l'appareil : l'une passant au centre du village de Colombier, l'autre descendant depuis la Prise-Roulet. L'aire fluvio-glaciaire s'étend au total sur 1,1 km².

Vallée des Ponts

La vallée fermée des Ponts comprend, dans sa partie occidentale où elle possède sa plus grande largeur, un fond remarquablement plat,

sis à l'altitude de 1000-1010 m. Celui-ci résulte du comblement glaciaire et postglaciaire.

La moraine de fond argileuse paraît former, dans la plus grande partie de la vallée, une nappe imperméable continue. Latéralement, le pied des pentes porte des placages ou des cordons de matériaux glaciaires graveleux, jusqu'à des hauteurs variables. Un premier point à retenir de cette disposition est que les entonnoirs qui peuvent avoir existé dans le substratum rocheux, au-dessous des emposieux actuels, sont aveuglés.

L'on ne possède pas d'indices qui permettent de déterminer exactement jusqu'à quel niveau la vallée était rendue étanche par la moraine, immédiatement après le retrait des glaces, autrement dit, dans quelle proportion elle a pu être submergée, de manière continue ou temporaire. Il n'existe pas de terrasses alluviales à l'issue des cluses latérales. Les collines morainiques étagées entre 1010 et 1060 m devant la petite gorge des Combes-Dernier, paraissent intactes, ce qui indiquerait qu'un lac durable au-dessus de 1010 m n'ait pas existé.

Le lit actuel du Bied, dans sa section terminale, se trouve à 990 m, soit à 8-10 m au-dessous du plancher de la vallée. Il est enfoncé dans des sédiments postglaciaires, lesquels témoignent qu'au moment de leur dépôt, le niveau de base de l'hydrographie était à 1000 m au moins.

Ainsi, après la disparition des glaces würmiennes, la vallée devait être colmatée jusqu'à une altitude comprise entre 1000 et 1010 m. Les dépressions de la couverture morainique inférieures à ce niveau furent submergées. Leur comblement, par des limons plus ou moins calcaires puis de la tourbe, fit apparaître la plaine horizontale qui occupe aujourd'hui toute la partie occidentale de la vallée.

a) *Sédiments limoneux*

Ils s'observent :

1° dans le fossé du Bied. Depuis l'emposieu terminal jusqu'à la scierie des Creux, les calcaires crétacés et la Molasse sont recouverts par un terrain argileux à galets, vraisemblablement morainique. A partir de la scierie, des gisements de limon caractéristique alternent avec les dépôts glaciaires jusqu'à 2,5 à 3 km en amont. A 180 m à l'E de la route cantonale des Ponts-de-Martel aux Petits-Ponts, ce limon se présente sous la forme de sablon clair, finement stratifié, avec des veines argileuses.

2° à la base des tourbières. Früh et Schröter (1904, p. 454 et suiv.) décrivent le substratum de la tourbe par les termes de « aschgrauer kalkreicher Ton », « blauer Lehm », « Seekreide », « Terre blanche », etc. Il s'agit, à n'en pas douter, de sédiment lacustre riche en carbo-

nate de chaux précipité. Ischer (1935) qualifie de Lehm, la couche sous-jacente à la tourbe. Ce terme (plus exactement « Lehmmudde ») emprunté à v. Bulow (1929, p. 33) désigne, dans le cas particulier, une boue sédimentaire de couleur grise à composante inorganique prédominante, avec restes de végétaux, qui s'est déposée en eau tranquille. Dans la plupart des profils étudiés par Ischer, cette boue contient des grains de pollen qui en confirment le caractère sédimentaire.

L'épaisseur de la couche de *tourbe* dut atteindre par endroits 5 m, selon Früh et Schröter (1904, p. 474). Toutefois, cette valeur est exceptionnelle. Les sondages effectués par les deux auteurs n'ont rencontré que rarement des puissances supérieures à 3,5 m.

b) *Les alluvions clastiques*

Au débouché des semi-cluses latérales, il existe des accumulations de matériaux, soit morainiques, soit fluviatiles. On possède peu de renseignements à leur sujet :

Roche-des-Crocs. De nombreuses éminences morainiques jalonnent le passage d'un glacier local entre la sortie de la gorge et l'école de la Corbatière. Le torrent qui, en périodes de hautes eaux, arrive des deux combes argoviennes attenantes, a modelé, juste devant la sortie de la semi-cluse, une petite plate-forme composée apparemment de matériaux très grossiers et perméables. Le 27 avril 1955, le débit du ruisseau, soit environ 300 l/min, s'y perdait entièrement en l'espace de 10 m. De la plate-forme part un chenal d'écoulement évasé, façonné dans la moraine, près du flanc méridional de la vallée. Il comprend, en surface, du limon de couleur brune dont l'épaisseur dépasse 1 m et dans lequel est creusée une ébauche de lit que le torrent emprunte lors des grandes crues.

Cugnets. Un cône caractéristique, occupant toute la largeur de la vallée, s'étale devant la semi-cluse des Cugnets. Il résulte non seulement d'un alluvionnement mais certainement aussi du nivellement des moraines d'un glacier analogue à celui de la Roche-des-Crocs. Le long de sa zone de contact avec le flanc opposé de la vallée, un petit chenal d'un mètre de profondeur environ a été creusé par les eaux coulant occasionnellement d'amont.

Un sondage effectué en 1949, dans la partie médiane du cône (pt 552240/209820), a révélé le profil suivant :

0-0,7 m	limon argileux de couleur bleue
0,7-1,2 m	» » de couleur brun jaune
1,2-2,0 m	limon mélangé de gravier
2,0-4,0 m	gravier plus ou moins sableux et limoneux sans stratification ; dimension maximum des blocs : 30 cm.

Les rapports datant du captage de la *source du Marais* pour l'alimentation du village de la Sagne, dans la partie frontale du cône, donnent les indications suivantes sur la nature du terrain : le puits de captage, profond de 5 m, descend dans une couche de gravier très compact surmontée de 20 cm d'argile puis de 50 cm de tourbe. Cinq sondages ont été opérés autour du point de captage : ils ont tous montré, à la surface, 30-40 cm de tourbe, puis une épaisseur variable (jusqu'à 50 cm) de limon argileux et, au-dessous, du gravier plus ou moins sableux et argileux.

Ces observations nous révèlent un matériel graveleux à faible perméabilité générale. Le limon superficiel rencontré dans le premier sondage rappelle celui du ruisseau de la Roche-des-Crocs et trahit un régime de débordements torrentiels et de sédimentation d'eau boueuse.

Combe Pellaton. Une petite aire alluviale occupe le bas de la combe Pellaton. En 1949, nous avons observé dans une tranchée ouverte, au point 542690/202740, du gravier très sableux, mais non argileux, directement sous la couche mince de terre végétale.

Combes Dernier. Un appareil morainique est étalé devant la semi-cluse. Le torrent actuel y a nivelé une plate-forme par laquelle il gagne le Bied de Martel-Dernier.

La Molta. Les matériaux de transport accumulés devant cette semi-cluse constituent une plate-forme. Un puits y a été foré en 1927, mais nous n'avons trouvé aucun renseignement géologique à son sujet. Le débit de 15 à 20 l/min qu'il a fourni, trahit la faible perméabilité de la couche aquifère.

Les Sagnettes. Le village des Ponts-de-Martel est construit en partie sur un petit cône alluvial formé devant l'issue de la combe des Sagnettes.

3. Terrains d'altération superficielle

Calcaires

Selon Richter (1907, p. 473) le résidu de la décomposition superficielle des calcaires consiste en *terra rossa* dans les pays méditerranéens et en *argile jaunâtre* dans les régions tempérées humides, telles que le Jura. La première est beaucoup moins favorable à la végétation que la seconde. Cvijic (1901, p. 52) constate que les calcaires purs, et notamment les calcaires cristallins, donnent naissance à la terra rossa, tandis que les roches moins pures seraient génératrices d'argile jaunâtre. Duparc (1890, p. 325) rapporte que l'argile résiduelle des calcaires portlandiens de la région de Saint-Imier est de couleur jaune.

Ces considérations *géologiques* décrivent le résultat du processus pédogénétique qui se déroule à la surface des calcaires. Demolon (1944) considère l'argile résiduelle comme « une véritable roche mère qui évoluera, une fois en place, soit vers les sols rouges méditerranéens, soit vers des sols bruns (Causse, Jura)... » (p. 78). L'argile est souvent mélangée d'éléments détritiques étrangers au calcaire (*id.* p. 77). C'est bien le cas dans notre bassin, où jusqu'à 1350 m subsistent des matériaux alpins. Toutefois, dans le cas des sols très évolués, le rôle de la roche mère s'efface devant l'influence prépondérante des facteurs climatiques (*id.* p. 35). Il en est probablement ainsi sur les hauts plateaux, où l'évolution peut s'être poursuivie sans rajeunissement depuis le retrait des glaces rissiennes.

Le processus d'altération mécanique et chimique des calcaires a été examiné en détail par Gschwind et Niggli (1931, p. 35) sur les couches d'Effingen, à Klus (Jura soleurois). La couche altérée présente une teneur de 50 à 55 % en particules inférieures à 0,01 mm, conditionnant une faible perméabilité et une forte porosité. L'évolution chimique, à partir de la roche intacte jusqu'à la terre résiduelle, est illustrée par les trois analyses du tableau 4 (N^{os} 6-8). Les éléments accompagnant le carbonate calcique subissent un enrichissement. La

TABLEAU 5

Composants		Profondeur *(cm)* 0-10	10-20	30-40	70-80	Vraconnaz[2])
Terre fraîche	pH	7,52	8,13	8,34	8,34	—
	$CaCO_3$ (%)	1,59	7,82	24,47	46,78	—
	Humus (%)	22,56	16,95	6,04	1,65	—
Calcination	H_2O (en % du sol desséché à l'air)	11,96	10,10	5,08	1,80	—
	perte par calcination	41,35	35,49	25,20	26,01	7,79
Résidu de calcination %	SiO_2	66,70	63,00	57,18	46,95	85,0
	Al_2O_3	15,51	15,19	12,46	8,61	5,2
	Fe_2O_3	6,60	5,85	5,55	3,85	1,6
	MgO	1,88	1,66	1,84	1,53	2,4
	CaO	6,35	11,55	21,78	38,05	2,0
	Na_2O-K_2O [1])	1,83	1,72	0,28	0,35	—
	TiO_2	1,13	1,03	0,91	0,66	—

[1]) Le titre élevé en substances alcalines dans les deux horizons supérieurs provient en grande partie des cendres végétales.

[2]) Terre de pâturage de la Vraconnaz (Chastain, 1952, p. 152).

terre résiduelle présente, dans la teneur des composants principaux, beaucoup d'analogie avec les marnes argoviennes de Saint-Sulpice et bathoniennes de Noiraigue (Nos 1-5).

Dans le bassin de l'Areuse, des recherches sur les sols forestiers ont été faites par Meyer (1934). Le tableau N° 5 donne le profil chimique du sol d'un bois d'épicéas et de sapins, près de Vuissens, vers 1200 m d'altitude. Le calcaire sous-jacent est du Kiméridgien.

Ces analyses nous paraissent très caractéristiques. Dans la couche superficielle, la décalcification est fort avancée et la teneur en humus, élevée. Les sesquioxydes (Al_2O_3, Fe_2O_3) et la silice subissent une concentration consécutive à l'appauvrissement en calcaire, mais leur abondance croissante vers le haut indique nettement qu'ils ne participent pas à la lixiviation. Ils restent fixés, probablement du fait que la réaction est toujours alcaline.

Le même auteur donne encore de nombreuses mesures du carbonate de chaux et du pH d'autres terres des forêts de Couvet et de Boveresse, reposant soit sur la roche en place, soit sur de l'éboulis calcaire. En règle générale, la teneur en chaux est inférieure à 10 % dans les 20 premiers cm. Elle augmente ensuite fortement jusque vers 60 cm, pour ne s'accroître plus que très lentement au-delà. Le pH indique une réaction acide là où la décalcification est totale en surface. Dans ce cas, le sol s'oriente vers le type podzolique.

Le caractère acide de la couche superficielle a été observé aussi par Godet (1922), dans les pâturages des environs des Verrières, « même lorsque la terre ne forme qu'une mince couche sur le lapiaz ».

Terrains marneux

Alors que sur les calcaires fissurés l'altération tend à créer un revêtement de perméabilité réduite, elle agit, au contraire, dans le sens d'un accroissement de perméabilité sur les marnes et les argiles. La désorganisation superficielle des marnes jurassiques et crétacées conduit à une terre argilo-sableuse, séparée de la roche intacte par une masse amorphe et compacte.

La couche d'altération des *marnes argoviennes* présente, dans la règle, le profil suivant :

1. Terre argileuse meuble 0,5-1,5 m
2. Argile jaunâtre, grise ou bleue, compacte et amorphe 0,5-1 m
3. Marnes et marno-calcaires intacts.

La couche 1 comprend la tranche de terrain soumise au travail des racines et des animaux ainsi qu'à l'action des agents atmosphé-

riques. Elle offre une perméabilité relativement grande. La surface en est plus ou moins riche en humus. D'après Engler (1919, p. 22), les racines ameublissent le terrain jusqu'à 50-80 cm en forêt et jusqu'à 30 cm au plus dans les pâturages. Parmi les agents météorologiques, le gel manifeste son action jusqu'à une profondeur d'au moins 1,5 m, les combes et les paliers argoviens étant presque tous supérieurs à 1000 m d'altitude.

La couche 2 forme la transition à la roche en place. Elle présente un caractère d'imperméabilité dominant. Des suintements d'eau s'observent fréquemment à son contact avec la couche supérieure.

Meyer (1934, p. 90) donne quelques renseignements sur l'évolution chimique accompagnant l'altération de la Molasse aquitanienne et de la moraine. Il cite un profil dans lequel le carbonate de chaux est totalement éliminé jusqu'à plus de 50 cm de profondeur et où la réaction est franchement acide (2-10 cm, pH = 4,77 ; 40-50 cm, pH = 5,74 ; 100-110 cm, pH = 8,23). Cette acidité « est un signe certain du début du lessivage des sesquioxydes ».

4. Dépôts de pentes

Les pentes rocheuses escarpées alimentent d'importants éboulis, dans les parties du bassin où l'évolution morphologique se poursuit activement : gorges de l'Areuse, vallée supérieure du Buttes, cirques, combes anticlinales et cluses, etc. Les falaises du Jurassique supérieur engendrent fréquemment des gisements de blocs grossiers, dont les plus volumineux, pouvant atteindre 1 m^3, roulent jusqu'au pied de la formation tandis que les plus petits sont retenus dans le haut. Le Callovien, formé de bancs minces, se débite abondamment en plaques de faibles dimensions (Cugnets).

Au déclin de la période glaciaire, l'activité du gel, beaucoup plus grande qu'aujourd'hui, a donné naissance à d'importantes formations d'*éboulis ordonnés* (Cailleux, 1948). Ceux-ci sont constitués par des successions de couches de fragments anguleux, ne dépassant guère 1 dm^3, dépourvus de fractions fines ou, au contraire, empâtés dans une matrice argilo-sableuse. Ils peuvent atteindre une épaisseur de 10 m et plus, et leur perméabilité générale reste élevée, malgré la présence de lentilles et de lits fortement argileux. Ils sont colonisés actuellement par des forêts, des pâturages ou des prairies et présentent une inclinaison souvent atténuée par rapport à celle d'un éboulis actif (Judson, 1949). Nous supposons que ces formations possèdent une grande extension sur les flancs des vallées. Des gravières ouvertes pour l'extraction de matériaux routiers, au pied des pentes, révèlent leur existence en de nombreux endroits. Leur présence est fréquente

dans les combes argoviennes, où elles font partie du réservoir aquifère superficiel. Nous en avons observé une couche importante, lors de récentes recherches d'eau effectuées près du chalet de la Deneyriaz-Dessous.

5. Tourbe

Les marais du bassin offrent des tourbes de qualités diverses. Leur degré d'humification est très variable. Chastain (1952) trouve, pour les tourbes superficielles de la Vraconnaz, des résidus de calcination variant entre 0,79 et 14,4 % et une teneur en eau moyenne de 88 %. Parmi les analyses chimiques données par cet auteur, nous relevons les suivantes :

TABLEAU 6

Composition des tourbes de la Vraconnaz

Localité	Cendres	Composition des cendres				
		SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO
	%	%	%	%	%	%
Pinetum (moyenne)	6,00	34,6	12,7	15,7	9,5	8,8
Sphagnetum boisé	3,49	50,0	18,7	6,3	6,3	12,5
Sphagnetum à dépressions inondées	3,00	2,5	14,6	2,4	30,5	10,9
Pineto-Betuletum peu humide	10,4	11,3	18,0	3,5	31,0	1,4
Trichophoretum	9,90	51,7	0,7	0,17	14,5	2,52
Bas marais	7,13	29,5	5,5	12,2	12,0	2,52

L'auteur remarque que la diminution du titre en silice s'accompagne généralement d'une augmentation de la somme des bases. Les graphiques récapitulatifs indiquent, en outre, que l'acidité (pH) décroît dans la mesure où les tourbes se minéralisent.

Les tourbières couvrent environ 23 km², soit le 6 % de l'étendue totale du bassin. L'épaisseur *moyenne* des gisements varie entre deux et quatre mètres. Un simple calcul, basé sur une épaisseur de 2 m et une teneur en eau de 80 %, montre que la tourbe peut retenir à la surface du sol, un volume d'eau de l'ordre de 37 millions de mètres cubes, correspondant à une lame d'environ 90 mm répartie sur la totalité du bassin.

CHAPITRE 5

Données météorologiques sur le bassin

Les phénomènes météorologiques du bassin sont relativement bien connus grâce à l'existence, dans son aire et à sa périphérie, d'un bon nombre de stations pluviométriques et météorologiques. Toutes les observations paraissent dans les *Annales de la Centrale suisse de météorologie*, à Zurich.

Les stations dont nous avons utilisé les observations sont les suivantes (les stations *en italique* sont celles du bassin, les autres sont extérieures ; les nombres entre parenthèses indiquent l'altitude et la date du début des observations ou, pour les stations abandonnées, la durée des observations) :

Stations météorologiques. — *La Brévine* (1077 m, 1896) ; *le Chasseron* (1588 m, 1946) ;

Neuchâtel (487 m, 1864) ; Chaumont (1127 m, 1864) ; Cernier (800 m, 1924) ; la Chaux-de-Fonds (987 m, 1900) ; Mont-Soleil (1200 m, 1907).

Stations pluviométriques (*Pl.* 8.) — *L'Auberson* (1110 m, 1915) ; *Saint-Sulpice* (760 m, 1901) ; *Couvet* (750 m, 1901) ; *Champ-du-Moulin* (620 m, 1942) ; *Areuse/Boudry* (450 m, 1919) ; *la Brévine* (1077 m, 1896) ; *les Ponts-de-Martel* (1020 m, 1901) ; *le Chasseron* (1588 m, 1946) ;

Limasse (1128 m, 1908-1913) ; *Brot-Dessous* (868 m, 1904-1920) ; *Chambrelien* (743 m, 1898-1951) ; *lac des Taillères* (1042 m, 1931-1937) ;

Les Brenets (878 m) ; Baulmes (634 m, 1904) ; le Sentier (1024 m, 1897) ;

Sainte-Croix (1095 m, 1901-1904) ; Tête-de-Ran (1425 m, 1898-1909).

Il existe plusieurs études climatologiques concernant certaines parties du bassin de l'Areuse ou certaines régions limitrophes. Ce sont, notamment, celles de Graber (1923) pour les gorges de l'Areuse, de

Spinner (1926) pour la vallée de la Brévine, de Hofmänner (1930) pour la Chaux-de-Fonds, de Guyot (1932), Quartier (1948), Sandoz (1949) pour Neuchâtel, de Paillard (1943) pour Sainte-Croix et ses environs et de Chastain (1952) pour la Vraconnaz. Les particularités climatiques de la région étant ainsi déjà établies, nous nous limiterons ici à l'examen des éléments météorologiques qui intéressent directement l'hydrologie.

1. Les précipitations atmosphériques

Précipitations totales

a) *Moyennes annuelles et mensuelles*

Du travail fondamental de Uttinger (1949) nous extrayons les moyennes mensuelles et annuelles, homogénéifiées pour la période de 1901 à 1940, dans les 12 stations mentionnées au tableau 7.

Les moyennes homogènes *annuelles* présentent, selon leur auteur (p. 69), des écarts possibles de 1,5 à 2,5 %. Ces derniers sont de trois à cinq fois plus élevés pour les moyennes mensuelles. Les erreurs proviennent, soit de l'absence de synchronisme entre les séries d'observations, soit de causes expérimentales : situation locale du pluviomètre ou déplacement de la station pendant la période des observations. Elles sont plutôt plus élevées dans les régions sèches que dans les régions humides. Lugeon (1928, p. 42) montre que, d'une manière générale, la précision des mesures pluviométriques diminue avec l'accroissement de l'altitude.

Il convient donc de ne pas attribuer une valeur trop absolue aux statistiques pluviométriques. L'établissement pur et simple de moyennes mathématiques peut conduire à de graves mécomptes. Il faut se référer à l'« opinion fondée de spécialistes qui, utilisant les observations existantes et tenant compte des effets connus à ce jour de l'orographie sur la distribution pluviale, estiment que l'image cartographique représente au mieux les conditions naturelles ». Uttinger (1949) introduit par ces mots sa *carte pluviométrique*, dessinée à l'aide des moyennes homogènes. Pour illustrer le désaccord qui peut exister entre l'observation et ce que l'auteur estime être la réalité, relevons le cas du Chasseron qui, sur la carte, est compris dans une aire pluviométrique supérieure à 160 cm, alors que les relevés des huit années 1947 à 1954 donnent une moyenne de 143 cm $\pm$ 7 % [1].

[1] Calcul des moyennes d'un nombre restreint d'années : Lugeon, 1928, p. 22.

TABLEAU 7

Précipitations mensuelles et annuelles

Stations	**I**	**II**	**III**	**IV**	**V**	**VI**	**VII**	**VIII**	**IX**	**X**	**XI**	**XII**	**An.**
dans le bassin :	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*	*mm*
L'Auberson	117	101	109	116	120	141	133	136	120	123	121	144	1481
Saint-Sulpice	120	109	124	128	131	140	135	134	119	127	128	152	1547
Couvet	93	83	98	101	110	119	119	121	109	107	104	117	1281
Brot-Dessous	75	73	87	97	106	115	114	118	104	108	104	102	1203
Boudry	71	69	84	81	86	100	96	107	93	93	100	97	1077
Chambrelien	86	83	98	100	99	112	109	110	99	105	111	110	1222
La Brévine	110	95	109	116	126	135	134	131	123	118	116	133	1446
Les Ponts-de-Martel	98	87	101	111	125	128	131	133	121	122	111	121	1389
hors du bassin :													
Baulmes	107	99	109	116	109	115	112	115	115	120	120	140	1377
Neuchâtel	70	66	75	73	83	100	97	101	89	84	85	90	1013
Chaumont	75	71	84	86	97	117	116	118	103	99	93	98	1157
La Chaux-de-Fonds	123	106	118	130	133	144	140	135	123	129	126	148	1555

L'examen des moyennes *mensuelles* montre que la pluviosité est, dans l'ensemble, peu variable au cours de l'année. Il existe un minimum bien marqué en février (accentué un peu par le fait que ce mois ne compte que 28 ¼ jour en moyenne) et un autre en septembre-octobre.

Il est intéressant de constater que, sur une longue suite d'années, les précipitations estivales se révèlent moins variables que celles des mois d'hiver. Ce fait ressort du tableau 53, où sont portés les modules pluviométriques du bassin, pour les mois de juin-septembre et de novembre-février, au cours des 25 années de 1930 à 1954 (colonnes 3 et 4). Les extrêmes estivaux forment le rapport 236/769 soit 1 : 3,3 ; les extrêmes hivernaux : 191/896 soit 1 : 4,8. Au surplus, la moyenne des précipitations des quatre mois d'été (564 mm) est sensiblement plus élevée que celle des mois d'hiver (476 mm).

Nous avons choisi la station de la Brévine pour étudier encore quelques particularités du régime des précipitations.

La figure 8 donne, pour les années 1896 à 1954, *la variation de la moyenne annuelle* ainsi que de la *moyenne de cinq années* (la valeur de 1954, par exemple, est la moyenne de 1950-1954). La seconde de ces lignes représentatives fait ressortir deux périodes minimales, l'une se terminant en 1910 et l'autre se produisant entre 1940 et 1950. Le maximum intermédiaire a lieu vers 1916-1918 ; il est brusquement déprimé par la sécheresse extrême de 1921, qui s'inscrit ainsi dans le cours d'une période humide.

Pour mettre plus clairement en évidence *l'alternance des périodes sèches et humides*, nous avons eu recours à la méthode préconisée par Chamayou (1950), dans son étude du bassin de la Dordogne. Nous donnons à la même figure le débit de l'Areuse, de 1918 à 1955, en attribuant à chaque mois la moyenne des débits mensuels dudit mois et des onze précédents. Cette représentation révèle l'existence de temps de relaxation se succédant à intervalles assez réguliers ; de 1921 à 1955, leur répétition fut de 5 ± 1 ans. Les deux années les plus sèches, 1921 et 1949, y prennent chacune leur signification particulière : 1921 présente bien l'aspect d'un « trou » au cours d'une phase humide, tandis que le minimum de 1949 constitue le terme d'une décroissance portant sur près de dix ans (interrompue d'ailleurs brusquement par les hautes eaux de fin 1944). La méthode de Chamayou indique les alternances de phases sèches et humides, d'une manière beaucoup plus sensible que la seule moyenne annuelle, dont la variation est donnée par la ligne discontinue du même diagramme. Les maxima et les minima correspondent bien à ceux de la pluviosité à la Brévine, mais on se rend compte qu'il n'y a pas de corrélation numérique entre eux.

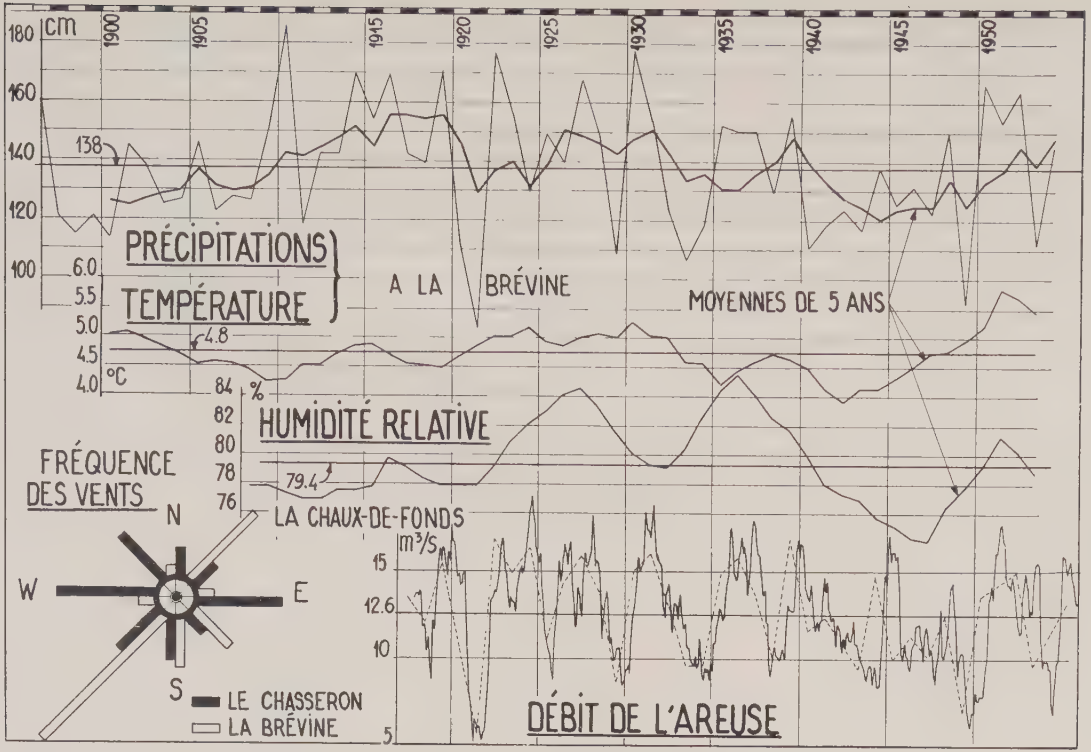


Fig. 8. — Variation des éléments météorologiques du bassin, depuis le début des observations jusqu'en 1954. — Débit de l'Areuse, de 1917 à 1955 (explications p. 100).

Dans le cas de la Dordogne, les alternances prennent l'allure d'une véritable périodicité, les minima se reproduisant tous les 3-4 ans avec régularité, de 1903 à 1950.

A l'exemple de Glasspoole (1951), nous avons établi, pour la Brévine, une statistique *des quantités maximales et minimales tombées pendant différents groupes de mois consécutifs*, pour les cinquante années, allant de 1905 à 1954. Ces valeurs sont résumées par la figure 9.

L'on peut s'attendre à ce que pendant une période de six mois par exemple, choisie n'importe quand, il tombe au moins le 25 % de la moyenne annuelle et au plus, le 92 %. On remarquera que pour une

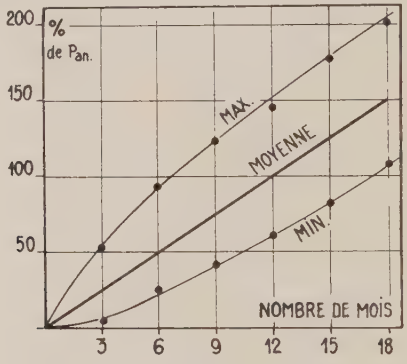


Fig. 9. — Pluviosités maximum et minimum de séries de mois consécutifs, à la Brévine.

période quelconque de douze mois, la prévision est de 60 et 145 %. Pour les douze mois consécutifs de l'année civile, les minima et maxima représentent respectivement les 60 et 132 % de la moyenne. Une telle statistique se révèle utile pour le choix des dimensions à donner aux citernes, par exemple.

Il peut être utile aussi, en vue de la prévision des écoulements, de connaître *la durée et la fréquence des périodes sèches et humides*, exprimées par les nombres de mois consécutifs où les précipitations sont inférieures ou supérieures à la moyenne. Pour la station de la Brévine, de 1904 à 1954, nous avons obtenu les fréquences que nous montre le tableau 8.

Durant les 51 années considérées, deux mois seulement eurent des précipitations égales à la moyenne. On constate par ce tableau que :

1° le nombre des mois déficitaires est un peu plus élevé que celui des mois à chutes supérieures à la moyenne (54,4 % et 45,5 %) ;

2° les périodes déficitaires les plus longues sont de huit mois (juin 1949-janvier 1950 et juillet 1904-février 1905) ; celles où les précipitations sont en excès atteignent au plus six mois (mars-août 1917).

TABLEAU 8

Nombre de mois consécutifs	P < moyenne		P > moyenne	
	Nombre de périodes	*Nombre de mois*	*Nombre de périodes*	*Nombre de mois*
1 mois	68	68	77	77
2 mois	36	72	36	72
3 mois	21	63	18	54
4 mois	10	40	12	48
5 mois	8	40	4	20
6 mois	1	6	1	6
7 mois	4	28	—	—
8 mois	2	16	—	—
Total	150	333	148	277

b) *Précipitations journalières*

Le tableau 9 contient une classification des *chutes journalières* de 20 mm et plus, à la Brévine, entre 1902 et 1953, soit en *50 ans* (les relevés de 1931 et 1932 n'étant pas utilisables).

On constate que les fortes chutes de pluie journalières atteignent une fréquence maximum en août et en novembre. Au mois d'août,

TABLEAU 9

Statistique des chutes de pluie journalières à la Brévine

Classes (mm)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Totaux 50 ans	Totaux par année
20-30	29	29	31	29	39	50	47	62	54	52	55	47	524	10,5
30,1-40	8	13	7	4	8	26	14	20	16	8	22	15	161	3,2
40,1-50	5	1	3	1	2	7	6	8	5	6	7	8	59	1,2
50,1-60	–	–	–	–	5	3	4	2	1	1	1	1	18	0,4
60,1-70	2	–	–	–	–	–	–	–	–	1	1	–	4	0,1
70,1-80	–	–	–	–	1	1	–	–	–	1	–	1	4	0,1
80,1-90	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	1	–	2	0,0...
Totaux	44	43	41	34	55	87	71	93	76	69	87	72	772	15,4

les orages en sont la cause, tandis qu'en novembre, il faut y voir une puissance particulière des pluies dépressionnaires. Les premiers mois de l'année, au contraire, sont pauvres en fortes précipitations journalières. Le minimum d'avril est voisin du tiers du maximum d'août.

La figure 10 établit la comparaison de la fréquence des sommes journalières, entre la Brévine, Berne et Lugano. Ces deux dernières stations ont été étudiées au même titre par Uttinger (1930) pour la période de 1900 à 1929 et nous en avons extrapolé les résultats pour

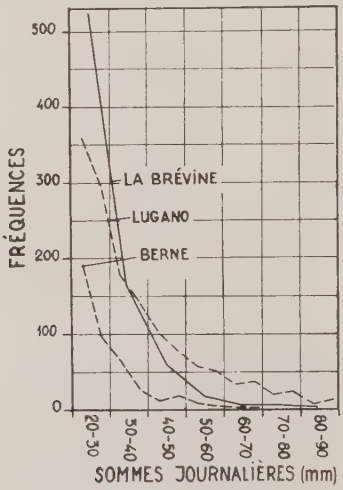


Fig. 10. — Fréquence des sommes journalières de précipitations.

la durée de cinquante ans, par une simple règle de trois. Lugano est donné comme extrême pour la Suisse et Berne, comme type moyen pour le Plateau. Entre ces deux cas, la ligne représentative de la Brévine montre un caractère bien tranché : abondance plus grande qu'à Lugano, des précipitations journalières de 20 à 30 mm, fréquence à peu près égale de celles de 30 à 40 mm et fréquence voisine de celles du Plateau pour les classes supérieures. Il est à remarquer, cependant, qu'au cours des trente années examinées par Uttinger, aucune chute supérieure à 70 mm n'a eu lieu à Berne. Les deux maxima journaliers de 80 à 90 mm à la Brévine, par contre, ont été enregistrés en 1944 et 1950. Les conclusions établies ci-dessus n'ont donc qu'une valeur approximative et pourraient être modifiées par la prise en considération d'observations de plus grande durée.

Les *maxima journaliers* permettent de caractériser, dans une certaine mesure, le régime pluvial du bassin :

TABLEAU 10

	NA	M	Ma	Mm	P	P/M	Ma/M
Baulmes	46	56	113	25	1370	24,5	2,02
L'Auberson	39	52	94	33	1470	28,3	1,81
Saint-Sulpice	53	53	95	36	1520	28,7	1,79
Couvet	53	47	88	30	1290	27,4	1,87
Chambrelien	47	49	82	23	1200	24,5	1,67
Boudry	34	47	74	28	970	20,6	1,57
La Brévine	52	51	87	30	1400	27,5	1,71
Les Ponts-de-Martel	53	50	78	28	1380	27,6	1,56
La Chaux-de-Fonds	53	55	99	34	1520	28,7	1,80
Les Brenets	53	49	84	25	1455	29,7	1,71

NA = Nombre d'années sur lequel porte la statistique
M = Moyenne des maxima journaliers de chaque année (mm)
Ma = Maxima annuel le plus élevé (mm)
Mm = Maxima annuel le moins élevé (mm)
P = Précipitations (mm) ; moyenne des années considérées

Comme le relève Uttinger (1931), la moyenne des maxima journaliers (M) offre une distribution correspondant en gros à celle des hauteurs annuelles (P). Toutefois, il n'y a pas de relation directe entre ces deux grandeurs. Le rapport P/M varie de 20,6 à 29,6. Dans les cas où il est élevé (les valeurs supérieures à 28 représentent un maximum pour la Suisse), les maxima journaliers ont une influence relativement faible dans la formation de la moyenne annuelle et la région est dite *relativement* humide. Au contraire, des valeurs de P/M faibles caractérisent un régime *relativement* sec. A cet égard, le contraste est frappant, dans le bassin de l'Areuse, entre les hautes vallées nord-occidentales et le pied méridional du Jura.

Uttinger (1931) remarque que pour certains territoires limités de la Suisse, il est possible de mettre en évidence une correspondance entre les valeurs P/M et P. Nous constatons que le cas se présente dans le bassin de l'Areuse (fig. 11).

L'on peut donc dire que le rapport P/M, des précipitations annuelles moyennes à la moyenne des maxima journaliers, dépend de la valeur absolue des premières et croît avec elle.

Le rapport du maximum journalier absolu à la moyenne des maxima (Ma/M) varie entre 1,56 et 2,02. Uttinger donne, comme rapport le plus fréquent en Suisse, 1,5 à 1,8. Cela fait ressortir l'ano-

malie constituée par la station de Baulmes, où le maximum absolu s'élève à 113 mm. Ce dernier a été enregistré le 19 janvier 1910, date à laquelle le maximum absolu a aussi été atteint dans le bassin de l'Areuse, avec 95 mm à Saint-Sulpice.

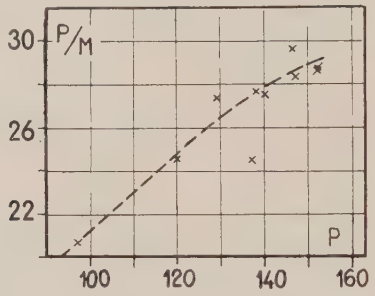


Fig. 11. — Relation entre les maxima de précipitations journalières et la moyenne pluviométrique annuelle.

Quartier (1948) a dressé, pour Neuchâtel, une statistique *des périodes de pluie et de beau temps*, portant sur les vingt années de 1924 à 1943. La question des périodes sans pluie nous paraissant revêtir une importance particulière pour l'hydrologie jurassienne, nous l'avons reprise en l'étendant à cinquante ans (1902 à 1953, excepté 1931 et 1932, dont les données sont incomplètes) dans le cas de la Brévine (voir tableau 11).

Il ressort du tableau que pendant la belle saison (avril-septembre), il y a prédominance du nombre des périodes sèches de courte durée et rareté des périodes de longue durée. Ces dernières ont lieu plutôt durant la mauvaise saison, en octobre-novembre et février-mars. Ces quatre mois sont précisément ceux à précipitations minimum (tableau 7). La fréquence des périodes sèches de longue durée paraît donc être inversement proportionnelle à l'abondance relative des pluies.

La comparaison de la somme annuelle des classes, entre la Brévine et Neuchâtel, ne révèle aucune différence digne d'être mentionnée, si l'on considère que les deux périodes d'observation ne sont pas identiques.

Précipitations neigeuses

Les observations faites sur ce sujet, dans le Jura neuchâtelois et vaudois, sont présentées d'une manière complète par Quartier (1948).

TABLEAU 11

Statistique des périodes de beau temps à la Brévine

Jours consécutifs	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Totaux 50 ans	Totaux par an
1-2	110	100	112	137	126	139	147	130	116	116	95	94	1422	28,4
3-4	42	34	34	45	51	55	47	51	53	46	40	37	535	10,7
5-6	28	18	21	23	34	23	32	29	27	29	26	17	307	6,1
7-8	12	8	16	15	17	9	8	17	14	9	18	19	162	3,2
9-10	11	9	8	6	4	5	10	6	8	10	7	10	94	1,9
11-12	5	7	7	2	4	3	3	4	8	4	2	5	54	1,1
13-14	3	3	5	2	—	3	5	5	1	7	4	4	42	0,8
15-16	—	1	1	1	—	2	1	—	3	2	3	3	17	0,3
17-18	1	2	2	—	1	—	—	—	—	2	2	1	11	0,2
19-20	—	2	2	—	—	—	—	—	—	2	—	—	6	0,1
21-22	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4	0,1
23-24	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,0.
25-26	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,0.
27-28	—	—	1	—	—	—	—	1	—	1	1	—	4	0,1
29-30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0
31-32	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	2	0,0.
Totaux	213	187	211	231	237	240	253	243	230	228	199	191	2663	53,3

Nous reprendrons ici certaines données de cet auteur et nous essayerons de préciser, dans la mesure du possible, quelques relations entre la neige et les facteurs qui la conditionnent.

a) *Nombre de jours de neige*

Quartier (1948) donne le nombre moyen des jours à *chute de neige* en 6 stations, sans préciser la durée des périodes d'observation.

Uttinger (1933) a calculé la moyenne annuelle des jours de neige en 90 stations de Suisse, pour la période de 1901 à 1930. Les valeurs de cet auteur, pour les localités qui nous intéressent, diffèrent un peu de celles de Quartier (voir tableau 12, p. 111).

Entre les valeurs calculées et les valeurs observées Uttinger constate que les écarts sont faibles, sauf pour quelques régions de la Suisse et, notamment, le Jura neuchâtelois : Neuchâtel, −2 ; Chaumont, +4, la Chaux-de-Fonds +6 ; la Brévine +5. Pour ce qui concerne le bassin de l'Areuse, on peut donc préciser déjà les deux points suivants :

1° les chaînes et les hautes vallées reçoivent de la neige pendant un nombre de jours plus élevé que le nombre normal à leur altitude ;

2° un phénomène contraire se produit dans le bassin de la Basse-Areuse, sur le flanc méridional de la première chaîne.

Uttinger établit ensuite une corrélation entre la température moyenne *(t)* et le nombre des jours de neige, exprimé en % des jours à précipitations (S) :

$$S = 66{,}7 - 5{,}30\ t$$

Celle-ci tient compte d'un gradient thermique de 0,52°C par hectomètre. Elle montre que la proportion des jours de neige augmente de 5,30 % par abaissement de la température moyenne de 1° ; les valeurs calculées s'écartent peu des valeurs mesurées.

A l'échelon du mois, la relation révèle de sensibles écarts par rapport à la moyenne annuelle. La proportion des jours de neige, pour une même température, est plus basse au cours des mois à température descendante (août-décembre) que dans ceux à température ascendante (février-juin). La figure 12 illustre ce fait pour les trois stations de Neuchâtel, de la Brévine et du Chasseron. L'écart entre les deux séries de mois va en décroissant de Neuchâtel au Chasseron, de la station inférieure à la station supérieure. Le rapprochement des deux branches du graphique, dans le cas des crêtes montagneuses, est un phénomène général en Suisse (Uttinger, 1933). L'exemple du Chasseron, en dépit de sa période d'observation évidemment trop

courte, tend à le confirmer. Le cas de la Brévine révèle une anomalie dans la proportion des jours de neige, en décembre et en janvier. Quant à la ligne représentative de Neuchâtel, elle offre une grande analogie avec celle que Uttinger donne pour Saint-Gall, comme exemple de station de plaine.

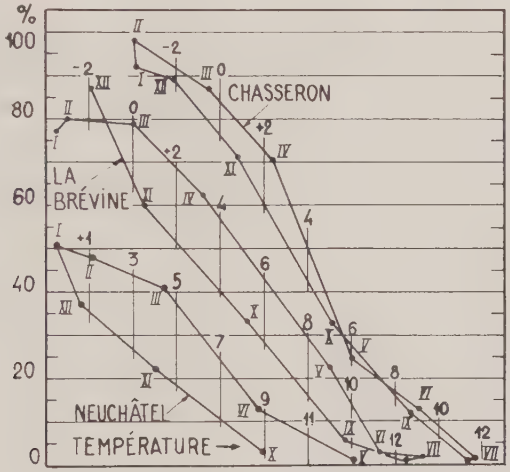


Fig. 12. — Relations entre la proportion des jours de neige (en %) et la température mensuelles.

b) *Epaisseur de la neige*

Quartier (1948) donne les épaisseurs annuelles moyennes de la neige pour trois localités :

	Altitude	*Epaisseur*
Neuchâtel (1864-1943)	488 m	24,3 cm
Chaumont (1864-1900)	1127 m	54,1 cm
Le Sentier (1897-1930)	1024 m	335 cm

Ce qui frappe d'emblée dans ces chiffres, c'est l'énorme disproportion entre Neuchâtel et Chaumont, d'une part et le Sentier, d'autre part. Bien que son altitude soit inférieure de 100 m à celle de Chaumont, la station du Sentier recevrait six fois plus de neige. Il est extrêmement probable que les mesures ont été faites dans des conditions différentes, aussi ne peut-on accorder une grande valeur pratique à ces observations.

Les données relatives au Sentier, telles qu'elles figurent dans l'étude d'Aubert (1932), montrent une corrélation assez remarquable entre le nombre des jours de neige et l'épaisseur observée de la neige. Nous avons calculé la droite de corrélation déterminée par ces deux grandeurs :

$$H = 6{,}5\ j - 88$$

dans laquelle H est l'épaisseur de la neige tombée annuellement, en cm, et j, le nombre des jours de neige. Le coefficient de corrélation atteint 0,83.

Cette relation, applicable tout au plus à l'altitude de la station du Sentier, n'a qu'une valeur documentaire et locale. Pour la même station et pour la même série d'années, la corrélation entre le nombre de jours de précipitations et la moyenne annuelle de ces dernières est de 0,65, donc faible. Il se peut que la meilleure concordance, en ce qui concerne la neige, soit fortuite.

A l'aide de notre équation, nous avons calculé, à titre purement indicatif, les épaisseurs de neige théoriques aux deux autres stations : Neuchâtel, 86 cm, Chaumont, 263 cm. Les épaisseurs calculées sont quatre à cinq fois plus grandes que les mesures rapportées par Quartier, ce qui nous confirme dans l'opinion que ces dernières ne sont pas directement comparables entre elles.

La raison pour laquelle les mesures d'épaisseur de la neige n'ont qu'une signification relative réside dans la variabilité du poids spécifique. Selon Eckel et Tams (1939), il est, en moyenne, de 0,075 g/cm^3 pour la neige fraîchement tombée. Des observations faites par les soins des Services industriels du Locle, à la Brévine et à la Chaux-du-Milieu, au début de l'année 1955, nous montrent que le poids spécifique moyen de la couche neigeuse est, le plus souvent, compris entre 0,2 et 0,4 g/cm^3.

L'épaisseur de la couche ne donne donc qu'une idée imprécise de la quantité d'eau retenue à la surface du sol sous forme de neige. Pour déterminer mieux cette quantité, nous ferons appel à l'indice de nivosité.

c) *Indice de nivosité*

L'indice de nivosité ν est, selon Lugeon (1928, p. 272), le rapport de la somme des précipitations neigeuses ΣN à la somme des précipitations totales P, pour l'*année hydrologique*. N est la nivosité mensuelle. A défaut de mesures directes, elle peut être déterminée approximativement par le rapport du nombre des jours de neige au nombre total de jours à précipitations, multiplié par la hauteur des précipitations du mois en question.

TABLEAU 12

	Altitude (m)	*Jours de neige* *Uttinger*	*Quartier*	*en % des jours de précipitations* (S)
Neuchâtel	487	28	27	18
Chaumont	1127	63	54	42
La Chaux-de-Fonds	987	73	68	40
La Brévine	1077	69	68	42
Le Chasseron	1588	75	—	51

TABLEAU 13

	Novembre		Décembre		Janvier		Février		Mars		Avril	
Température (1904-1953), °C	2,0		–1,1		–2,3		–1,4		1,6		5,2	
Humidité relative (id.), %	84		86		85		82		79		77	
Albedo	0,8	0,6	0,8	0,6	0,8	0,6	0,8	0,6	0,8	0,6	0,8	0,6
Fonte journalière, *mm eau :*												
$\omega = 0$	0	3,3	0	0,4	0	1,1	0	4,8	1,2	11,4	4,1	17,7
$\omega = 5$	0	1,9	0	0	0	0,1	0	2,9	0,1	8,1	2,4	13,0
$\omega = 10$	0	0,9	0	0	0	0,2	0	1,3	0,3	2,9	1,1	4,7

Nous avons calculé, par cette méthode, l'indice de nivosité de la Brévine, pour les années 1930 à 1954 (tableau 53). La moyenne des vingt-cinq années nous indique que le 30 % des précipitations de l'année hydrologique, soit 410 mm, tombe sous forme de neige à la Brévine.

La constatation de Lugeon, suivant laquelle les précipitations nivales sont une fonction du nombre des jours de neige, corrobore la relation que nous avons mise en lumière plus haut, entre ce nombre et l'épaisseur de la neige, à la station du Sentier.

d) *Limite inférieure de la neige*

Moreillon a publié, en 1917, d'intéressantes observations sur la durée de l'enneigement au Suchet, sommité voisine du bassin de l'Areuse. Elles ont été reprises par Lugeon (1928, p. 88) qui a pu, grâce à elles, préciser la limite inférieure de la neige dans le Jura, du début à la fin de l'hiver. Voici les limites moyennes par mois :

	Oct.	*Nov.*	*Déc.*	*Janv.*	*Févr.*	*Mars*	*Avr.*	*Mai*
Altitude de la limite (m)	1730	1008	776	664	680	880	1174	1590
Altitude moyenne de l'isotherme 0° (m)	2400	1410	—	—	735	1190	1910	2590

Il convient de préciser que les observations de Moreillon se rapportent au flanc méridional du Suchet. Les écarts locaux des moyennes indiquées par Lugeon sont dus principalement aux différences d'exposition et à des particularités climatiques (par exemple, la mer de brouillard qui réduit le rayonnement solaire et qui peut provoquer une inversion thermique).

e) *Fonte de la neige*

La fusion de la neige est une fonction complexe d'une série de facteurs dont les principaux sont, d'après Hoeck (1952) (les signes + et — indiquent l'effet positif ou négatif des différents facteurs dans le bilan thermique de la fusion) :

a) le rayonnement solaire et céleste (+), mesuré à l'aide de l'actinographe ;

b) le rayonnement calorifique particulier des couches inférieures de l'atmosphère (+) ;

c) le rayonnement propre de la neige (—) ;

d) le refroidissement ou l'échauffement dû à l'évaporation ou à la condensation (— ou +) ;

e) l'échange calorifique par contact entre l'air et la neige (+ ou —), dont la grandeur dépend fortement des mouvements de l'air.

L'apport calorifique de la pluie (+), le rayonnement terrestre (+) et le mouvement thermique dû à l'infiltration de l'eau de fonte (+) ont une importance secondaire: 1 cm³ d'eau de pluie à la température de 1° C provoque la fusion de 0,125 mm d'eau de neige par cm² (p. 33).

Les trois flux énergétiques *a-c* se laissent calculer relativement facilement, grâce à la remarquable étude qu'en a fait Hoeck. Leur somme étant connue, on en déduit la fonte qu'ils provoquent (S_r). A titre d'orientation, nous avons calculé, pour l'altitude de 1000 m, avec les données météorologiques de la station de la Chaux-de-Fonds (990 m) l'équivalent eau de la neige fondue journellement sous l'action combinée de ces trois rayonnements, en cas de ciel sans nuage ($\omega = 0$) et de nébulosité partielle ($\omega = 5$) ou totale ($\omega = 10$). L'albedo $\alpha = 0{,}8$ correspond à de la neige fraîche et $\alpha = 0{,}6$ à de la vieille neige (voir tableau 13, p. 111).

Ces valeurs moyennes se rapportent à une surface horizontale, en terrain découvert, ainsi que, avec une bonne approximation, aux pentes exposées à l'E et à l'W. Pour les expositions S et N, Hoeck limite ses investigations au cas d'une inclinaison de 25°, à l'altitude de 1600 m. Nous avons choisi l'altitude de 1000 m parce que, d'une part, elle est caractérisée par les données météorologiques de la Chaux-de-Fonds et que, d'autre part, elle correspond à la zone des plateaux élevés du bassin. La variation de S_r avec l'altitude est assez faible d'ailleurs (Hoeck, tableau 17).

Les échanges calorifiques *d* et *e* ne sont pas calculables. Hoeck les établit sur une base expérimentale et découvre des corrélations entre la température et la fusion résultant de ces échanges (S_t). Ce phénomène s'exprime par la relation générale suivante, valable seulement en temps calme :

$$S_t = 5{,}4 + 1{,}51\ t \ \text{(mm/jour)}$$

dans laquelle t = la température de 13 h. 30.

La quantité totale d'eau de fonte sous l'influence des facteurs *a-e* est égale à $S_r + S_t$. Si, entre les valeurs calculées et les valeurs mesurées, des différences se révèlent, celles-ci sont imputables notamment aux mouvements de l'air au contact de la couche neigeuse.

Le module pluviométrique du bassin

La détermination de la quantité d'eau tombant pendant une période donnée sur le bassin, se heurte à de sérieuses difficultés. Deux méthodes pouvaient être utilisées dans notre cas : la première consiste à rechercher une relation entre les précipitations et l'altitude, en utilisant les relevés des stations du bassin, pour calculer ensuite la

quantité moyenne reçue par chaque zone d'altitude. La seconde, qui nous a été proposée par M. Uttinger, spécialiste des questions de précipitations à la Centrale suisse de météorologie de Zurich, consiste à déterminer une valeur moyenne de la quantité d'eau reçue par l'ensemble du bassin, en mesurant au planimètre les surfaces d'égales précipitations sur une carte pluviométrique. On compare ensuite cette valeur à la moyenne arithmétique des observations d'un certain nombre de stations de référence et l'on détermine leur rapport. Nous avons adopté cette seconde manière de procéder, après avoir constaté que la première est inapplicable du fait de l'inexistence d'un rapport constant entre la hauteur des précipitations et l'altitude, ainsi que nous allons l'exposer brièvement :

a) *Accroissement des précipitations avec l'altitude*

Les moyennes annuelles de 13 stations du bassin et de sa périphérie, comprises entre 450 et 1425 m, telles qu'elles figurent dans le travail de Uttinger (1949), donnent la droite de régression suivante entre la pluviosité P (en cm) et l'altitude h (en hm) :

$$P = 107 + 3{,}4\ h \qquad (a)$$

Cette corrélation indique que les précipitations moyennes augmentent de 3,4 cm pour une dénivellation de 100 m. Le coefficient de corrélation, égal à 0,60, est toutefois trop faible pour que l'on puisse faire confiance à une telle formule dans des applications pratiques.

Parmi les nombreuses publications parues sur la question, nous nous arrêterons à l'étude détaillée qu'en a fait Uttinger, en 1951. Cet auteur met l'accent sur la mauvaise corrélation qui existe généralement en Suisse, entre la pluviosité et l'altitude. Toutefois, elle atteint un maximum de 0,84 précisément dans la chaîne du Jura où, par ailleurs, la droite de régression valable, entre 260 et 1470 m, prend la forme :

$$P = 69{,}2 + 7{,}32\ h \qquad (b)$$

La pluviosité moyenne du bassin, déterminée à titre d'essai, sur la base des valeurs obtenues par cette dernière relation, s'élève à 147,2 cm. Quant à notre équation (a), elle conduit à une moyenne de 143,2 cm.

Les corrélations étant linéaires, ces valeurs s'obtiennent facilement en calculant la hauteur des précipitations à l'altitude moyenne du bassin, soit à 1066 m.

En conclusion, on retiendra qu'il n'existe pas de rapport spécifique, entre la hauteur des précipitations et l'altitude, dans le bassin de

l'Areuse. Jusqu'à nouvel avis, la seule relation qui puisse y être appliquée avec quelque sécurité, est celle que Uttinger a définie sous la forme simplifiée d'une droite de régression, pour l'ensemble de la chaîne du Jura.

b) *Détermination des précipitations moyennes à l'aide d'une carte pluviométrique*

Sur la carte pluviométrique établie par Uttinger (1948), à l'aide des moyennes homogènes de 1901-1940, le planimétrage des surfaces d'égales précipitations donne les résultats suivants :

TABLEAU 14

Isohyètes	P. moyennes	Surfaces (S) 1		2	
cm	*cm*	*km²*	%	*km²*	%
100–110	105	8	2,0	0	0
110–120	115	5	1,2	0	0
120–140	130	97	24,0	87	23,3
140–160	150	196	48,4	189	50,7
> 160	165	99	24,4	97	26,0
Totaux		405	100,0	373	100,0

La lame d'eau moyenne $\frac{\Sigma(P \times S)}{100}$ pour le bassin total est de *147,5 cm* et, pour le bassin aux Moyats, de *149,2 cm.*

D'autre part, la moyenne arithmétique des précipitations aux stations de référence, dont le choix nous a été suggéré par M. Uttinger, soit Saint-Sulpice, Couvet, l'Auberson, les Ponts-de-Martel, Neuchâtel et Chaumont, est 131 cm. Le rapport : lame mesurée graphiquement/moyenne des stations de référence s'élève,

pour le bassin total : à *1,13*
» » aux Moyats : à *1,14*

Ces deux rapports représentent les coefficients par lesquels il faut multiplier la moyenne des précipitations des six stations de référence, pour obtenir la quantité d'eau tombée sur le bassin durant une période donnée. Les lames d'eau annuelles et saisonnières, calculées de cette manière, figurent au tableau 53. Il est à remarquer que la hauteur d'eau moyenne déterminée par la formule de Uttinger (p. 114), correspond presque exactement à celle qui est donnée par planimétrage, sur la carte du même auteur.

2. Humidité atmosphérique

a) *Humidité relative*

Le tableau 15 donne *l'humidité relative moyenne* de l'air (hr, en %) ainsi que la *tension de vapeur* correspondante (p. en mm Hg), en quatre stations.

Ces valeurs ne sont pas comparables entre elles, du fait de l'inégale durée des périodes d'observation. Les variations de la moyenne annuelle peuvent être assez grandes, comme l'indique la ligne représentative des moyennes de cinq ans, pour la Chaux-de-Fonds, donnée à la figure 8. Cette ligne présente une allure tranquille jusque vers 1922, puis subit de grandes oscillations régulières; de 1936 à 1947, elle descend avec continuité du maximum au minimum de la période d'observation. En portant sur le même diagramme la courbe correspondante de la station de Neuchâtel, on verrait qu'elle ne présente qu'une lointaine analogie avec la première et que les oscillations y ont moins d'amplitude. Au demeurant, on n'aperçoit pas de correspondance entre la variation de l'humidité relative et celle des autres éléments météorologiques donnés sur la même figure.

Pour les années 1947 à 1953, les extrêmes *mensuels* sont :

	Maximum		*Minimum*	
	hr (%)	mois	hr (%)	mois
La Brévine	87	XII. 49		
		IV, XI. 50	53	VIII. 47
Le Chasseron	96	XI. 52	46	VII. 49
La Chaux-de-Fonds	95	XII. 47	61	VIII. 52
Neuchâtel	92	XII. 53	54	VII. 49

Au tableau 53 figurent encore les déficits de vapeur d'eau dans l'atmosphère à la Chaux-de-Fonds, calculés d'après les observations de 13 h. 30 et pour les années hydrologiques de 1930 à 1954. Les valeurs données sont les moyennes des déficits mensuels.

b) *Condensation*

Le problème de la condensation de l'humidité atmosphérique au sol est encore mal éclairci. Il n'existe aucune indication à ce sujet pour le bassin qui nous intéresse. Lugeon (1928, p. 163 et suiv.) développe une formule empirique à l'aide de laquelle, par exemple, l'auteur obtient pour le vallon herbeux du Sperbelgraben (cf. Engler, 1919) une condensation annuelle de 350 mm. Toutefois, précise Lugeon (p. 179), « puisque dans la nature il s'évapore de toute façon

TABLEAU 15

Humidité relative et pression partielle de la vapeur d'eau

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Année
La Brévine	hr %	82	78	75	73	73	70	69	72	76	79	81	83	76
(1913-1953)	p *mm*	2,80	2,86	3,49	4,39	6,12	7,17	7,90	7,98	6,91	5,36	3,96	3,14	5,17
Le Chasseron	hr %	80	77	78	79	82	78	74	75	77	77	78	80	78
(1947-1953)	p *mm*	2,77	2,64	3,45	4,31	5,75	6,76	7,63	7,53	6,50	5,07	3,79	3,14	4,94
La Chaux-de-Fonds	hr %	85	82	79	77	76	75	74	75	80	82	84	86	79
(1904-1953)	p *mm*	3,29	3,39	4,06	5,11	7,00	8,53	9,52	9,29	8,09	6,08	4,44	3,64	6,04
Neuchâtel	hr %	86	81	75	71	72	71	70	72	78	84	86	87	78
(1904-1953)	p *mm*	3,96	4,02	4,87	6,07	8,30	10,12	11,32	11,21	9,72	7,36	5,39	4,35	7,22

TABLEAU 16

Evaporation physique et précipitations mensuelles (1947-1954)

		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Année
Neuchâtel	E	41	18	12	13	19	48	69	96	116	152	134	86	804
	P	84	85	90	70	68	75	73	83	100	97	101	89	1013
La Chaux-de-Fonds	E	49	27	16	13	17	37	42	57	76	96	94	71	595
	P	129	126	148	123	106	118	130	133	144	140	135	123	1555
Le Chasseron	E	32	19	14	11	13	20	21	29	39	57	53	40	348
	P	105	198	92	105	65	80	90	121	148	123	158	147	1432

davantage d'eau qu'il ne s'en condense, on encourra moins de chances d'erreurs dans les calculs du coefficient d'écoulement, en englobant les deux phénomènes en un seul. L'évaporation qui aura eu lieu réellement ne sera ainsi que le résultat de la soustraction : évaporation absolue moins condensation ».

c) *Evaporation*

L'évaporation physique (ou évaporation potentielle) qui se produit à partir des nappes d'eau libres, est estimée à 75 cm par année pour le lac de Neuchâtel (Quartier, 1948, p. 103). Au cours des années 1856/1857, Kopp mesure, au moyen d'un vase évaporatoire installé sur les quais de Neuchâtel, une évaporation annuelle de 807 mm. Moreillon (1922) donne, comme moyenne des années 1911 à 1921, à la station de Montcherand (565 m), 592 mm par année. Au Suchet, à 1220 m, l'évaporation n'atteindrait que le tiers de ce dernier chiffre.

La pauvreté en données expérimentales sur cette question, dans le bassin de l'Areuse, nous a engagé à demander quelques précisions au calcul théorique. Lugeon (1928, p. 189) développe l'application d'une formule établie par le savant polonais Skyenkiewicz. Cette formule s'exprime ainsi :

$$E\varphi_{\text{mois}} = 0{,}398 \cdot n \cdot (p' - p) \cdot \frac{273+t}{273} \cdot \frac{760}{B-p'}$$

où $E\varphi$ = hauteur de la tranche d'eau évaporée, en mm, pour le mois de n jours ;

p' = tension de la vapeur d'eau saturée correspondant à la température moyenne mensuelle t, en mm ;

p = tension moyenne mensuelle réelle de la vapeur d'eau au moment des lectures de t ($=p' \times$ humidité relative), en mm ;

t = température ; moyenne mensuelle des maxima journaliers, soit à défaut d'enregistrement, températures à l'observation de 13 h. 30, en degrés centigrades ;

B = pression barométrique moyenne mensuelle, en mm.

A l'aide de cette formule, nous avons calculé pour chacune des années *hydrologiques* 1947 à 1954, l'évaporation physique mensuelle aux stations de Neuchâtel, la Chaux-de-Fonds et le Chasseron. Les valeurs moyennes des huit années sont données dans le tableau 16.

Au début de l'hiver, le brouillard, fréquent au pied du Jura, provoque une inversion de l'évaporation : celle-ci est plus forte à la Chaux-de-Fonds (et même au Chasseron) qu'à Neuchâtel.

L'évaporation annuelle, à Neuchâtel, atteint une hauteur moyenne de 80 cm, valeur qui concorde bien avec l'observation de Kopp et l'estimation de Quartier. Il convient toutefois de préciser, au sujet de ces dernières, que l'évaporation physique à la surface d'une nappe d'eau dépend, dans une mesure importante, de la profondeur de celle-ci (Wisler et Brater, 1949, p. 145). Les eaux profondes ont, en effet, dans leur couche superficielle, une température inférieure à celle de l'air ambiant, au cours de la saison chaude. L'évaporation annuelle du lac de Neuchâtel, par exemple, est sensiblement inférieure à celle d'un vase évaporatoire situé sur sa rive.

Le tableau 16 porte, en regard des évaporations, les précipitations mensuelles. On voit qu'à Neuchâtel, il peut s'évaporer, en moyenne, davantage d'eau que n'en apportent les précipitations durant les mois de mai à août.

La formule préconisée par Lugeon, comme la plupart des autres d'ailleurs, ne tient pas compte du mouvement de l'air au voisinage de la surface d'évaporation. Ce facteur intervient aussi, mais sa prise en considération implique une connaissance détaillée de la vitesse du vent au sol, qui sort du cadre de la météorologie usuelle.

Pour calculer *l'évaporation physique moyenne du bassin*, nous avons attribué à chaque zone d'altitude de 100 m, une valeur correspondante déterminée sur la courbe $E\varphi_{an.} = f$ (altitude), établie à l'aide des moyennes annuelles des trois stations. Voici les évaporations obtenues par ce procédé :

TABLEAU 17

Année hydrologique	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	*Moy.*
Ev. physique moyenne du bassin, *mm*	585	393	642	601	470	707	559	498	557
(p'-p), *mm Hg* (La Chaux-de-Fonds)	3,54	2,33	3,65	3,69	2,95	4,25	3,52	3,13	3,38

L'évaporation annuelle moyenne du bassin et le déficit de vapeur d'eau de l'atmosphère, à la Chaux-de-Fonds (moyenne des valeurs mensuelles de 13 h. 30), sont en bonne corrélation, en conformité avec la loi de Dalton, sur laquelle repose la formule de Skyenkiewicz. Ces deux grandeurs, évaporation et déficit, sont liées par la relation suivante :

$$E\varphi_{an.} = 171\ (p' - p) - 21$$

Le coefficient de corrélation atteint 0,98. En connaissant la moyenne des déficits mensuels de vapeur d'eau à la Chaux-de-Fonds (donnée pour les années hydrologiques 1930 à 1954, au tableau 53)

on peut donc déterminer rapidement une valeur approchée de l'évaporation physique du bassin, pour l'année hydrologique.

Il est possible que les évaporations calculées par la formule de Skyenkiewicz s'écartent sensiblement des évaporations physiques réelles. Mais, plus que leurs valeurs absolues, ce sont leurs variations au cours des mois et des années qui nous intéressent et, sur ce point, elles reflètent sans doute assez fidèlement la réalité.

3. Température

a) *Moyennes annuelles et mensuelles*

Ces moyennes, pour le Chasseron, la Brévine et les Ponts-de-Martel, ainsi que d'autres stations voisines du bassin, figurent au tableau 18. Au tableau 53 sont données les températures annuelles et estivales (mai-septembre) moyennes de 13 h. 30, à la Chaux-de-Fonds, pour les années hydrologiques de 1930 à 1954.

La valeur absolue de ces moyennes dépend, dans une certaine mesure, du choix de la période d'observation. La température annuelle subit des variations assez sensibles dans le temps, comme le montre la ligne représentative des moyennes de cinq années à la Brévine, donnée à la figure 8. On y remarque, en particulier, une forte oscillation au cours des années 1930 à 1951, qui fait un contraste avec la relative stabilité de la période précédente. Pour la Chaux-de-Fonds et Neuchâtel, on obtient des lignes d'allure tout à fait identique, dont les amplitudes sont toutefois moins grandes.

Une autre cause de variation de la température annuelle est le réchauffement observé, au cours du siècle écoulé, en plusieurs endroits et notamment à Neuchâtel (Sandoz, 1949, p. 170).

Rappelons, enfin, que les mesures peuvent être entachées d'erreurs dues à la situation du thermomètre, à des phénomènes de condensation, etc. En outre, à partir de 1911, les moyennes publiées dans les *Annales de la Centrale suisse de météorologie* sont formées à l'aide de trois valeurs journalières, alors qu'avant elles en comprenaient quatre. De ce fait, résulte une certaine inhomogénéité dans les moyennes, selon qu'elles sont antérieures ou postérieures à 1911, ou qu'elles chevauchent sur les deux périodes.

b) *Gradient vertical*

La comparaison des moyennes révèle des différences dans le gradient entre les stations. En Suisse, au N des Alpes, celui-ci atteint, suivant les auteurs, 0,51 à 0,55° par hectomètre : Maurer (1908)

TABLEAU 18

Températures moyennes et gradients thermiques

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Année	Uttinger [2]
Le Chasseron, 1588 m (1947-1953)	–3,8	–3,9	–0,5	2,4	6,0	9,1	11,7	11,3	8,7	5,1	0,8	–2,1	3,7	3,0
La Brévine, 1060 m (1904-1953)	–4,0	–3,0	0,2	3,8	8,6	11,6	13,4	12,8	9,8	5,5	0,9	–2,6	4,8	5,8
Sainte-Croix, 1091 m [1] (1864-1900)	–2,0	–0,5	0,8	5,2	8,9	12,6	14,8	14,1	11,6	6,1	1,8	–1,3	6,0	5,6
Neuchâtel, 487 m (1904-1953)	0,1	1,1	4,9	8,9	13,5	16,7	18,7	18,1	14,6	9,3	4,4	1,2	9,3	8,8
La Chaux-de-Fonds, 990 m (1904-1953)	–2,3	–1,4	1,6	5,2	10,0	13,2	15,1	14,5	11,3	6,8	2,0	–1,1	6,2	6,2
Les Ponts, 1023 m [1] (1864-1900)	–3,1	–1,0	0,5	5,3	8,8	12,6	14,9	14,1	11,4	5,6	0,9	–2,5	5,6	6,0
Neuchâtel-Chaumont △ H. 628 m (1929-1953)	0,35	0,48	0,58	0,71	0,71	**0,74**	0,72	0,69	0,60	0,51	0,41	0,38	0,57	
Neuchâtel-Cernier △ H. 313 m (1929-1953)	0,57	0,62	0,69	0,81	0,74	0,77	**0,89**	0,82	0,68	0,59	0,56	0,52	0,69	
Neuchâtel-La Chx-de-Fds △ H. 505 m (1929-1953)	0,41	0,46	0,64	**0,74**	0,69	0,69	0,70	0,71	0,65	0,51	0,44	0,42	0,59	
Neuchâtel-La Brévine △ H. 573 m (1929-1953)	0,75	0,77	0,81	0,89	0,87	0,90	0,93	**0,94**	0,87	0,70	0,61	0,68	0,81	
Neuchâtel-Mont-Soleil △ H. 713 m (1929-1953)	0,31	0,43	0,53	0,66	0,65	0,69	**0,70**	0,65	0,56	0,45	0,38	0,32	0,53	
Neuchâtel-Chasseron △ H. 1101 m (1947-1953)	0,35	0,46	0,56	0,71	0,73	**0,74**	0,73	0,69	0,60	0,44	0,37	0,33	0,56	
Neuchâtel-Sainte-Croix △ H. 604 m (1901-1904)	0,29	0,48	0,62	0,70	0,74	**0,76**	**0,76**	0,69	0,66	0,51	0,54	0,41	0,57	

[1] D'après Maurer, Billwiler, Hess, 1909, 133.

[2] Moyennes annuelles calculées par la formule de Uttinger.

donne 0,51° ; Lugeon (1928, p. 90) : 0,51° ; Sandoz (1949, p. 201) : 0,55° ; Uttinger (1933, p. 5) : 0,52°. Mezger (1916, p. 487), dans son importante étude sur la température des sources d'Europe centrale, admet comme gradient thermique de l'air au sol : 0,51°. Nous retiendrons particulièrement la valeur donnée par Uttinger, qui est basée sur les moyennes des 90 stations choisies par l'auteur pour l'étude de la fréquence des jours de neige (voir ci-dessus, p. 108). Ce gradient apparaît dans l'équation de la droite de régression liant la variation de l'altitude (*h*, en hectomètres) et la variation de la température (*t*) :

$$t = 11{,}3 - 0{,}52\ h$$

Les gradients donnés au tableau 18 se rapportent, à l'exception de ceux de Sainte-Croix et du Chasseron, à une période uniforme de vingt-cinq ans.

Les températures de Neuchâtel, prises comme point de départ de nos calculs, sont un peu plus élevées que celles du Plateau suisse à altitude égale (Sandoz, 1949, p. 202). Ce fait ressort aussi de la comparaison avec la moyenne annuelle théorique donnée par la formule de Uttinger.

La variation *mensuelle* du gradient révèle un minimum durant les mois d'hiver. Ce phénomène est général (v. Hann, 1915, p. 128). Par contre, le maximum se produit au cours des mois de juin-juillet (à l'exception du cas de la Chaux-de-Fonds), alors qu'il a lieu normalement en avril-juin (*id.* 129). Sur le flanc méridional de la première chaîne, les gradients hivernaux sont relativement faibles. Von Hann (p. 130) note que cela s'observe sur les versants montagneux opposés à la direction des vents dominants. Tel est bien le cas ici.

Les gradients *annuels* mettent en évidence des anomalies dont certaines sont considérables. Tous les écarts sont positifs par rapport à la moyenne de 0,52, d'où il découle que la région étudiée offre un climat relativement froid. Les trois valeurs se rapportant au versant S de la première chaîne (Chaumont, le Chasseron et Sainte-Croix) concordent bien, malgré qu'elles s'étendent à des séries d'années différentes. Ce fait confirme le parallélisme des variations annuelles aux différentes altitudes, relevé plus haut (p. 120). L'uniformité du gradient apparaît aussi bien à l'échelle du mois qu'à l'échelle de l'année. Le gradient le plus élevé et présentant la moindre variabilité mensuelle est celui de la Brévine. Dans la vallée de ce nom, les conditions sont particulièrement favorables au développement du phénomène de l'inversion nocturne de la température (Spinner, 1926, p. 27 et suiv.). Par les nuits calmes et claires, les couches inférieures de l'atmosphère se refroidissent considérablement. En hiver, il n'est pas

rare que la température nocturne s'abaisse, à la Brévine, au voisinage de —30°. Spinner rapporte le cas extrême du 1er janvier 1875 où le thermomètre marquait —40° à 7 h. 30, tandis qu'à midi, la pluie se mettait à tomber. Früh (1937, p. 196) mentionne plusieurs descentes thermométriques à —40°, à la Brévine. Suivant le même auteur (p. 202), le phénomène d'inversion nocturne est très sensible aussi dans la vallée des Ponts où l'on a relevé des températures de —35°.

La moyenne arithmétique des sept gradients annuels du tableau 18 est 0,62°.

c) *Variation de la température au cours de l'année*

Elle présente certaines particularités mises en évidence, pour la période de 1864 à 1943, à Neuchâtel, par Sandoz (1949, p. 150). Nous mentionnerons les plus caractéristiques :

1° La courbe montante des températures journalières, au printemps, est plus accidentée que la courbe descendante de l'automne. Le refroidissement automnal se fait donc avec moins d'à-coups que le réchauffement printanier ;

2° Les extrêmes journaliers se produisent le 13 janvier et le 21 juillet ;

3° La mousson de juin, dont on retrouve les effets dans toute la Suisse, se marque par une chute sensible de la moyenne journalière, entre le 6 et le 14 de ce mois ;

4° Dans la seconde quinzaine de décembre, il se produit une baisse suivie d'une hausse très marquée, correspondant symétriquement à la mousson de juin. C'est le fameux « radoux » du nouvel-an qui occasionne parfois une fonte de neige spectaculaire.

d) *Température moyenne du bassin*

Nous admettrons, comme température moyenne du bassin, celle de l'altitude moyenne. Ce faisant, nous supposons implicitement que la température décroît proportionnellement à l'altitude, ce qui n'est pas rigoureusement le cas. Mais, si l'on possède des mesures en une station voisine de l'altitude moyenne, on peut, sans erreur appréciable, extrapoler celles-ci à l'aide d'une relation simple.

Pour chacune des années 1947 à 1953, nous avons établi une courbe $t = f$ (altitude), d'après les moyennes annuelles de Neuchâtel (488 m), la Chaux-de-Fonds (990 m) et le Chasseron (1588 m). Les mesures de la Chaux-de-Fonds ont été préférées à celles de la Brévine, ces dernières étant trop influencées par le phénomène local d'inversion nocturne. Les températures correspondant à l'altitude

moyenne, sur les dites courbes, sont, comme on peut s'y attendre, en bonne corrélation avec celles de la Chaux-de-Fonds. Pour l'ensemble du bassin (alt. moyenne 1066 m) et l'année civile, d'une part et pour le bassin arrêté aux Moyats (alt. moyenne 1094 m, p. 265) et l'année hydrologique, d'autre part, on obtient, par la méthode des moindres carrés, les relations suivantes :

$$T_{1066\,m} = 1{,}07\, t_c - 0{,}93 \text{ (année civile)}$$
$$T_{1094\,m} = 1{,}06\, t_c - 1{,}02 \text{ (année hydrologique)}$$

T_{1066} et T_{1094} sont les températures moyennes annuelles du bassin considéré et t_c, celles de la Chaux-de-Fonds. Les coefficients de corrélation atteignent respectivement 0,98 et 0,99. Les températures des années hydrologiques 1930 à 1954, à la Chaux-de-Fonds, figurent au tableau 53.

4. Vents

Les observations faites au sommet du Chasseron durant la période de 1947 à 1953 donnent une bonne image de la fréquence des vents non contrariés (fig. 8). Il y a une prédominance, pas très accentuée d'ailleurs, des courants d'W. Par comparaison, les fréquences relevées à la Brévine, de 1896 à 1911, montrent l'influence de l'orographie sur la direction du vent : celui-ci est canalisé par la vallée, dans le sens SW-NE.

CHAPITRE 6

Ecoulement superficiel

1. Terrains d'altération des calcaires

La couche d'argile de décalcification qui constitue la majeure partie des sols de pâturages (p. 92) possède, en règle générale, une perméabilité suffisante pour assurer l'infiltration rapide des précipitations atmosphériques. Cela résulte de l'activité végétale et animale ainsi que des alternances de dessiccation et d'humidification dont ce terrain est le siège. Toutefois, certaines causes agissent en sens contraire, notamment le piétinement du bétail. Burger (1937) indique que les sols de pâturages ont, en moyenne, une perméabilité 14 à 15 fois moindre que les sols de prairies et 50 fois moindre que les sols forestiers. Un piétinement répété cause une imperméabilisation presque totale, comme on peut s'en rendre compte aux abords des abreuvoirs ou sur les pistes.

Le ruissellement à la surface des argiles de décalcification (en dehors des périodes de gel) ne se produit que dans des circonstances tout à fait exceptionnelles. Nous en avons observé un seul cas : à la suite de l'orage extrêmement violent et concentré qui se produisit le 4 septembre 1955 sur la région de la Tourne (p. 129), on pouvait constater, dans le pâturage des Petites-Cœuries, des traces très nettes de ruisseaux ayant parcouru certaines petites vallées sèches. Le débit de ceux-ci pouvait avoir été de quelques centaines de litres par minute. A leur arrivée dans la forêt voisine, ils s'étaient perdus rapidement.

2. Terrains d'altération des marnes jurassiques et crétacées

Circulation subsuperficielle

Le cas le plus caractéristique et le plus répandu de circulation au sein de la couche superficielle du terrain est celui des combes argoviennes. Nous le prendrons comme exemple :

L'eau des précipitations atmosphériques qui pénètre dans la

couche d'altération (p. 94) rencontre une perméabilité décroissant avec la profondeur. La concentration en veines, telle que l'a décrite Engler (1919, p. 212), pour les terrains dérivant de la Molasse imperméable, se produit d'une manière comparable dans nos combes argoviennes. Ces veines, descendantes ou montantes, se réunissent, se subdivisent, et se multiplient à proximité de la couche imperméable. En circulant, l'eau érode facilement ses chenaux et peut donner naissance à de petites cavités qui finissent par s'effondrer. Un trou de 1,5 m de profondeur s'est formé de cette manière, en 1954, sur le palier de la Charbonnière, au N du Mont-Racine. En 1949, sur la rive droite du ruisseau des Cugnets, à quelque 300 m en aval de la ferme du Mont-Dard, un petit effondrement a révélé l'existence, entre 0,5 et 1 m de profondeur, d'un boyau atteignant 20 à 30 cm de diamètre, au fond duquel coulait un filet d'eau. A 200 m au S du chalet des Cugnets (pt 1130) on peut entendre couler, sous la surface du pâturage, un petit ruisseau souterrain. Ces trois exemples récents, observés dans un espace limité, mettent en évidence le caractère actif de la circulation subsuperficielle des combes argoviennes. Des témoins semblables d'une circulation « sous-cutanée » ont été décrits par Dreyfuss (1956), dans des vallons marneux aux environs de Besançon.

Le réseau circulatoire forme des *sources* nombreuses et de caractère peu stable. Celles-ci sont susceptibles de se déplacer, de s'enfoncer ou de se perdre subitement. C'est de là que vient en grande partie l'opinion que « les eaux du Jura se perdent », opinion dont la généralisation nous paraît injustifiée.

Au moment des hautes eaux, des sources temporaires apparaissent. Parfois, elles sourdent avec pression. Nous avons observé, lors d'une fonte de neige, un véritable petit jet d'eau de 10 cm de hauteur sortant du pâturage, dans la combe de la Roche-des-Crocs.

En règle générale, les sources présentent une grande variabilité due à leur caractère superficiel. Jaccard, en 1876 déjà (p. 4-7), avait reconnu, dans les captages alimentant le village de Sainte-Croix, cette particularité des eaux circulant sur l'Argovien.

Nous donnons dans le tableau suivant, à titre d'exemple, quelques mesures de débit, de température et de conductivité électrique faites sur une série de sources des combes et paliers argoviens du flanc septentrional du Mont-Racine :

Les mesures de juillet 1949 furent effectuées au début de la sécheresse exceptionnelle qui caractérisa cette année, celles d'avril 1950, pendant une forte crue causée par d'importantes chutes de pluie.

Toutes les sources tombent à des *débits* très bas en périodes sèches. Les valeurs d'avril 1950 ne sont pas à considérer comme des maxima.

La *température* se révèle très variable et sensible aux conditions atmosphériques. Les écarts entre sources, un même jour, n'obéissent pas à la loi de la diminution de la température avec l'altitude. Les variations d'une même source, au cours de l'année, ont une amplitude supérieure à 5° dans 10 cas sur 11. Les sources à faible débit d'étiage

TABLEAU 19

Sources argoviennes de la région des Cugnets

Source	Altitude	Exposition	3-4. VII. 49			13-14. IV. 50		
			Q	T	K	Q	T	K
	m		*l/min*	*°C*	*m-m*	*l/min*	*°C*	*m-m*
1. 553660/210650	1133	SW	0,8	10,5	397	40	3,9	270
2. 555065/212810	1138	NW	3	11,6	342	35	4,8	252
3. 554780/212260	1189	E	0,3	10,7	435	50	4,7	263
4. 554650/212010	1217	NE	0,1	19,0	469	12	3,6	255
5. 555490/213230	1228	S	1	8,9	439	>30	5,5	246
6. 554590/211990	1240	E	0,1	12,5	581	22	5,9	321
7. 555650/213410	1266	SE	0,2	11,5	538	17	5,2	277
8. 553130/209310	1274	NW	0,1	11,3	363	4,5	2,6	280
9. 553670/209770	1280	NW	1	14,5	245	7,5	2,8	209
10. 554080/210230	1350	SW	0,3	11,6	470	20	4,8	286
11. 554550/210930	1390	N	—	10,8	331	35	3,2	260

atteignent des températures anormales au mois de juillet. Ces faits indiquent que l'eau circule en partie dans la zone d'hétérothermie journalière, dont la profondeur ne dépasse guère 1 m, d'après Schoeller (1949 *a*, p. 23).

Le caractère superficiel des eaux est encore illustré par la variabilité considérable de leur *conductivité électrique*[1]. Dans plusieurs cas, celle-ci varie presque du simple au double, entre les périodes de crue printanière et d'étiage estival. Cependant, certaines sources montrent une stabilité beaucoup plus grande (Nos 8, 9, 11), dont la cause doit être recherchée dans l'origine plus profonde de l'eau. Le cas typique, à cet égard, est celui de la source No 9, dont le champ collecteur est exposé au NW. Sa conductivité peu variable et basse fait supposer qu'elle provient d'un massif calcaire dominant la pente argovienne. Depuis celui-ci, elle gagne son point d'émergence par un cheminement très superficiel qui lui cause de fortes variations thermiques mais n'influence guère sa minéralisation.

[1] Sur la mesure de la conductivité électrique de l'eau, voir chap. 10.

Le caractère variable des sources subsuperficielles de l'Argovien peut être atténué dans une certaine mesure par l'existence d'une couverture d'éboulis tardiglaciaires ou récents, ou de moraine. Celle-ci régularise le débit et soustrait l'eau aux variations journalières de la température (combe des Sagnettes au N des Ponts-de-Martel, Combes-Derniers, etc.).

Ruissellement en surface

L'observation courante conduit à admettre que le pouvoir d'infiltration (*infiltration capacity*, des auteurs américains) des sols d'altération de l'Argovien est élevé au début des précipitations mais qu'il diminue ensuite fortement. Au cours des fortes chutes de pluie, l'apport finit par excéder la quantité d'eau susceptible de s'infiltrer et, alors, commence un ruissellement superficiel au sens propre du terme.

Le 27 août 1955, nous en avons observé un cas précis dans la combe des Cugnets. Au cours des semaines précédentes, le temps avait été sec. Dans la nuit du 26 au 27, des averses orageuses très violentes s'étaient succédé et poursuivies pendant la journée du 27. A 15 heures, un ruisseau de 500 l/min environ arrive de la partie supérieure du vallon, en amont du cône de déjections de la combe des Eaux. Au bas de cette dernière, des traces d'écume indiquent le tarissement récent d'un torrent, dont les derniers filets parviennent encore jusqu'à une centaine de mètres en amont. Vers 16 h. 30, une forte averse se produit. A 17 heures, le ruisseau de la combe des Cugnets a déjà doublé de débit et celui de la combe des Eaux charrie au moins 1000 l/min jusque sur son cône de déjection, où l'eau disparaît rapidement et totalement. A la fin de l'averse, dans les pâturages de la partie supérieure de la combe des Eaux, la terre est gorgée d'eau jusqu'à la surface et l'on observe visuellement le ruissellement parmi le feutrage du gazon. L'eau des ruisseaux présentait, à 17 h., une température élevée et une minéralisation faible :

	t (°C)	*k* (*m-mhos*)
Ruisseau des Cugnets amont cône	12,9	231
Ruisseau des Cugnets aval cône	13,1	218
Ruisseau combe des Eaux	11,1	187

Température de l'air : 13°.

Le ruissellement auquel donnent lieu les surfaces argoviennes peut diriger vers de petites vallées ordinairement sèches, un flot d'eau sauvage qui, en raison de sa violence, exerce une érosion manifeste. Le cas de la combe des Eaux, rapporté ci-dessus, en est un exemple.

En parcourant la petite gorge sèche du Parchet, à Noirvaux-Dessus, on est frappé d'y rencontrer un sillon de roche nue portant des marques fraîches d'érosion. Il faut y voir l'action du ruisseau de la combe argovienne située au S de la Vraconnaz qui, lors de ses crues, atteint et traverse la gorge.

Dans certaines circonstances, le ruissellement peut prendre une tournure catastrophique, comme en témoigne l'exemple suivant :

Le 4 septembre 1955, entre 15 et 16 h., une pluie orageuse d'une intensité extraordinaire s'abattit sur la combe des Sagneules. Peu après, un torrent dévastateur issu de celle-ci ravageait la Mauvaise-Combe, ordinairement sèche, en emportant partiellement la route cantonale et déversait, dans le village de Rochefort, une masse considérable de boue et de pierres (*Feuille d'Avis de Neuchâtel* des 5 et 6 septembre 1955). Les dégâts furent modestement évalués à 50 000 francs. Il est difficile de se faire, après coup, une idée du débit qui provoqua cette débâcle. Le niveau atteint par l'eau au-dessus d'un ouvrage militaire formant déversoir ainsi que la dimension des troncs d'arbres transportés par le courant, nous font supposer qu'il fut au moins de 5 m^3/s, au moment du paroxysme.

Une crue analogue, mais moins importante, s'était produite quinze ans auparavant.

Quartier-la-Tente (1893) rapporte qu'en 1822 une crue extraordinaire du Sucre, provoquée par un violent orage sur la combe de Trémalmont, ravagea le village de Couvet.

Régime de la Deneyriaz

Une excellente illustration des caractères de l'hydrologie, dans les combes argoviennes, est fournie par le débit de la Deneyriaz. Celui-ci est connu grâce à un limnigraphe posé à Noirvaux, par le Service des ponts et chaussées du canton de Neuchâtel.

La Deneyriaz possède, dans le vallon du même nom, un bassin-versant de 2,8 km^2 sur terrains argoviens et infra-argoviens. Le 47 % de la superficie en est occupé par des forêts de résineux et le 53 % par des pâturages. Le torrent le quitte à l'altitude de 1100 m et parvient à Noirvaux (980 m) par une semi-cluse de 550 m de longueur coupant la série des calcaires jurassiques. L'infiltration qui se produit probablement sur ce dernier parcours diminue le débit enregistré par le limnigraphe, de même que le prélèvement (2,5 à 5 l/s) opéré par les captages d'eau potable de Sainte-Croix, dans la combe. Ces dérivations faussent la courbe naturelle du débit du torrent à l'étiage. En périodes de moyennes et de hautes eaux, par contre, elles n'exercent qu'une influence négligeable.

Nous avons transcrit, à la figure 13 (A), la courbe de débit de la Deneyriaz durant les deux crues qui se produisirent entre le 27 août et le 9 septembre 1955. La première succédait à une période d'étiage. Comme termes de comparaison, nous donnons également le débit de l'Areuse aux Moyats (C) et celui de la Noiraigue à Noirvaux (B) qui est connu, grâce à un second limnigraphe du Service des ponts et chaussées neuchâtelois. Les débits sont portés en ordonnées, sur une échelle logarithmique qui facilite la comparaison.

Le régime superficiel de la Deneyriaz est mis clairement en évidence par le caractère très aigu des pointes. Dans la plupart des crues consécutives aux chutes de pluie, la phase d'accroissement comprend une montée verticale du limnigraphe. Au cours de celle du 30 août, par exemple, le débit a passé de 100 à 560 l/s en moins d'un quart d'heure. Durant celle du 27, un accroissement de 100 à 200 l/s s'opéra dans les mêmes conditions. Ces augmentations subites illustrent le ruissellement superficiel qui se produit dès que le pouvoir d'infiltration du sol devient insuffisant. Une décroissance très rapide succède à la pointe puis, après 18 heures environ, la décrue se ralentit.

La variabilité de la Deneyriaz apparaît aussi dans le rapport des débits d'avant la crue et de la pointe. Lors de la première crue, celle du 27 août, ce rapport fut de 1 : 18 pour la Deneyriaz, 1 : 17,7 pour la Noiraigue et seulement 1 : 13,4 pour l'Areuse.

Une fois le ruissellement superficiel terminé, le torrent n'est plus alimenté que par des eaux souterraines se trouvant dans un état de rétention normal. De ce fait, la décroissance tend vers le type exponentiel. Le 29 août et le 2 septembre, par exemple, les lignes de débit sont rectilignes et parallèles sur l'échelle logarithmique. Le caractère exponentiel s'affirme au fur et à mesure de la décrue, comme le montre la courbe E de la figure 13. En dépit de quelques irrégularités, dues peut-être à des erreurs expérimentales, cette décrue présente une allure nettement rectiligne, de 120 à 26 l/s. Entre ces limites, elle a pour équation moyenne

$$Q_{\beta t} = Q_{\beta o} \cdot e^{-0{,}58\, t}$$

t, étant compté en périodes de trois jours. Q_β désigne le débit au moment où la décroissance est exponentielle (p. 274). L'exposant 0,58 indique une décroissance plus rapide que celles de l'Areuse (exposant 0,047, p. 275) et de la Noiraigue à Noirvaux (exposant 0,37, p. 244) dont les courbes caractéristiques d'étiage sont données à la même figure 13. La décrue de la Deneyriaz se rapproche par contre beaucoup de celle du torrent du Rappengraben au cours de l'été 1911 (exposant 0,57, p. 277). Les valeurs caractérisant la décroissance de ces différents cours d'eau sont résumées au tableau 51 (p. 279).

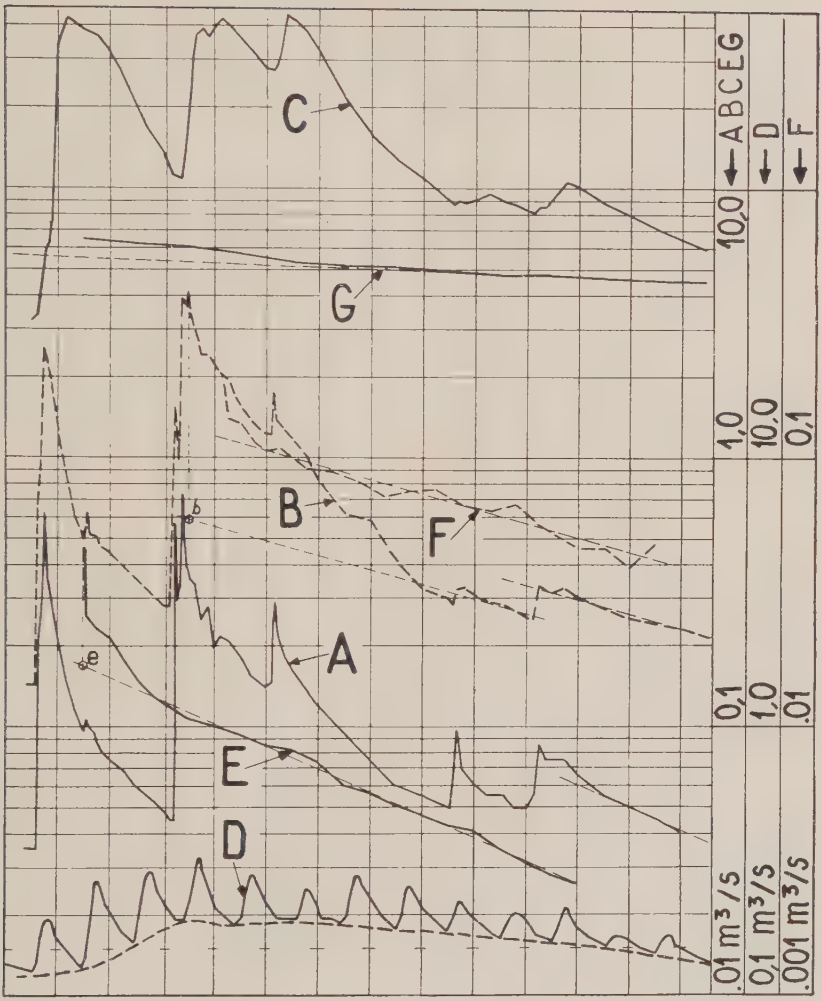


Fig. 13. — Courbes de débit.

A, B, C, Deneyriaz, Noiraigue (Noirvaux) et Areuse, du 27 août au 9 septembre 1955 ;

D, Deneyriaz, du 7 au 20 avril 1952 ;

E, Deneyriaz, du 29 septembre au 8 octobre 1955 ;

F, Noiraigue (Noirvaux), du 7 au 15 novembre 1953 ;

G, Areuse, du 18 au 30 novembre 1924.

Nous n'avons malheureusement trouvé aucune autre décrue de la Deneyriaz qui offre le type exponentiel avec la même netteté aux débits inférieurs. L'exposant 0,58 ne peut donc être considéré comme caractéristique du cours d'eau. Néanmoins, on observe l'amorce d'une décroissance parallèle à la fin de la crue du 30 août 1955 (courbe A).

Le sous-sol des aires argoviennes constitue un *réservoir* capable d'emmagasiner et de rendre l'eau. Les qualités de ce réservoir sont médiocres, du fait de sa faible épaisseur par rapport à son étendue. A cause de ses nombreux points de décharge, il est susceptible de s'épuiser rapidement. C'est ce qu'indique l'exposant élevé de la décrue de la Deneyriaz, discutée plus haut. Si l'on admet que la décroissance exponentielle exprime précisément la vidange du réservoir, le volume d'eau emmagasiné au temps t se calcule, dans ce cas particulier, par la relation :

$$\int_o^\infty Q_{\beta t}\, dt = \frac{Q_{\beta t}}{0{,}58}; \qquad V_{\beta t} = 0{,}447 \cdot 10^6\, Q_{\beta t}$$

En extrapolant vers la gauche, jusqu'au moment de la pointe de la crue (fig. 13), la droite exprimant la vidange du réservoir, on obtient une décharge de 170 l/s environ. Celle-ci correspond donc à un volume d'eau retenu de 76 000 m³, soit à une lame de 27 mm sur le bassin-versant, limité aux 2,8 km² de l'aire argovienne. Cette valeur, tout en étant faible, dépasse sensiblement les 18 mm du Rappengraben en juin 1911 (tableau 51). Au dixième jour après la pointe, la rétention s'abaisse à 10 700 m³, soit 3,8 mm.

La capacité maximum du réservoir souterrain doit se situer vers 85 000 m³ (30 mm), correspondant à une décharge de 190 l/s. C'est du moins ce qu'on peut inférer du comportement du torrent au cours de la période de fusion nivale par le soleil, du 7 au 20 avril 1952 (fig. 13 D). Les montées journalières indiquent qu'il ne se produit pas de ruissellement superficiel. La pointe a lieu entre 17 et 19 heures, le plus fréquemment vers 18 heures. La courbe joignant les minima journaliers illustre l'évolution de la réserve souterraine : au début, le sol absorbe rapidement une quantité d'eau importante. Un maximum, situé entre 180 et 200 l/s, se maintient pendant quelques jours, puis le réservoir commence lentement à rendre de l'eau, au fur et à mesure que les crues journalières s'amenuisent. Le plafond, subitement, atteint de 180-200 l/s nous paraît être motivé par le fait que le bassin a acquis sa rétention maximum.

Une chute de pluie ou un autre apport, survenant après une période d'étiage, ne remplit pas immédiatement la capacité maximum.

Ainsi, lors de la crue du 27 août 1955 (fig. 13 A), un ruissellement superficiel s'est produit, mais, au cours de la décroissance, le régime exponentiel d'étiage n'apparaît pas encore à 45 l/s.

Les débits mensuels et annuels de la Deneyriaz, pour les années 1949 et 1950, respectivement sèche et pluvieuse, figurent au tableau 20. Ce ne sont que des valeurs approximatives du fait que la relation entre les hauteurs limnimétriques et les débits supérieurs n'est pas encore connue exactement. Durant les deux années, les débits extrêmes furent :

maximum, le 12 novembre 1950 : 3500 l/s soit 1250 l/s.km²
minimum, en août 1949 : 3 l/s soit 1,1 l/s.km²

Rapport des extrêmes 1 : 1166 (Areuse 1 : 200).

Comparés à ceux de l'Areuse (p. 271), ces extrêmes font ressortir le débit spécifique très élevé des crues de la Deneyriaz, dû précisément au ruissellement superficiel.

Paliers marneux

Lorsque l'affleurement des marnes argoviennes forme un palier subhorizontal, la couche d'altération superficielle peut abriter une petite nappe phréatique. Les conditions de formation en sont d'autant meilleures que l'épaisseur de l'Argovien sous-jacent est plus grande. Si ce terrain a été fortement réduit par l'érosion, il apparaît de nombreux petits entonnoirs qui dérivent, dans les calcaires inférieurs, les eaux superficielles.

Sur le palier qui s'étend à l'E de la combe de la Vaux, entre la Ronde-Noire et la Thormandaz, l'Argovien n'a subi précisément qu'une faible ablation. Il existe, le long de ses bords, de petites nappes locales dont la présence est révélée par des étangs où s'abreuve le bétail. La carte Siegfried en indique trois dont l'un, au N de l'Abbaye, est actuellement desséché. Au point 538150/192940 se trouve un puits dont le niveau se maintient vers 0,8 m de profondeur.

Par contre, le palier argovien de la Grandsonnaz-Dessous porte de nombreux petits entonnoirs empêchant la formation d'accumulations subsuperficielles. Dans certains d'entre eux, on observe nettement des suintements du terrain, à faible profondeur.

Des formations tourbeuses peuvent prendre naissance sur des surfaces argoviennes horizontales, notamment sur des paliers recevant un apport d'eau souterrain depuis les pentes adjacentes. Le cas se produit au bas des combes des Sagneules et des Roussottes. Les tourbières importantes de la Vraconnaz et du Châble (N de Couvet)

TABLEAU 20

Débit de la Deneyriaz

1949	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Année
Débit (*l/s*)	22	23	74	104	77	50	14	9	15	12	57	72	44
id. (*mm*)	21	20	71	96	74	46	13	9	14	11	53	69	497
Précipitations au Chasseron (*mm*)	70	19	66	81	148	41	24	76	99	73	118	133	948
1950													
Débit (*l/s*)	32	64	69	112	89	56	39	48	68	27	292	87	82
id. (*mm*)	31	55	66	104	85	52	37	46	63	26	270	83	918
Précipitations au Chasseron (*mm*)	50	117	22	131	130	110	135	192	188	64	510	60	1719

reposent sur l'Argovien dont l'imperméabilité est renforcée par des argiles glaciaires.

Le phénomène de rétention subsuperficielle est moins apparent sur les autres horizons marneux. Toutefois, un remarquable exemple en est donné par le Purbeckien du flanc N du synclinal de la Côte-aux-Fées. A cause de sa faible inclinaison, cet étage affleure sur une largeur de 50 à 100 m. Depuis le Mont-de-Buttes jusque dans la région des Places, il peut être repéré sans peine, grâce aux manifestations hydrologiques qu'il favorise : prés humides, étangs, puits et sources. Dans le même synclinal, des nappes locales, révélées par des puits, existent également sur les marnes hauteriviennes (Chez-Dubois, la Sernia).

Le plus curieux exemple de rétention subsuperficielle que nous ayons observé est celui du puits se trouvant au Grand-Sonmartel, au point 547980/208470. Ce puits récolte l'eau retenue à la surface d'un horizon marneux du Séquanien, au beau milieu d'un champ de dolines dont certaines sont creusées dans la couche marneuse elle-même.

CHAPITRE 7

L'hydrologie karstique

1. Considérations préliminaires

Dans le présent chapitre, nous allons passer en revue les phénomènes hydrologiques qui ont pour siège le sous-sol calcaire du bassin. Nous les décrirons en nous inspirant des principes mis en lumière par Lehmann, dans sa remarquable étude publiée en 1932 : *Die Hydrographie des Karstes.* Cet auteur, après avoir analysé les facteurs qui conditionnent, à la base, l'écoulement dans le calcaire et, notamment, l'état *dynamique* de l'eau en circulation, dresse le schéma de l'évolution d'un appareil karstique. Ce schéma apporte une synthèse générale, là où les théories des nappes souterraines (Grund) et de l'hydrographie torrentielle (Martel) ne donnaient que des réponses partielles. Il fournit un cadre, exempt d'empirisme, dans lequel tous les phénomènes que nous avons rencontrés dans le bassin de l'Areuse trouvent leur place.

Le Val-de-Travers, à partir de Buttes, et les gorges de l'Areuse constituent visiblement les niveaux de base du drainage karstique du bassin. Des résurgences[1] apparaissent au pied des deux versants, entre 800 m (source de la Doux) et 530 m (source inférieure de Combe-Garot). La circulation souterraine qui règne dans les calcaires supérieurs notamment, est donc scindée en deux par la vallée. Dans la section amont toutefois, cette dernière n'opère plus la séparation qu'en périodes de hautes eaux seulement et d'une manière incomplète : c'est lorsque l'émissaire de la Baume de Longeaigue entre en activité.

[1] Nous donnons au terme de *résurgence* le sens général proposé par Martel (1921, p. 555), à savoir, celui d'une sortie d'eau d'un terrain calcaire, constituant le retour au jour de courants disparus à plus ou moins grande distance, dans des gouffres ou des entonnoirs, ainsi que d'eaux provenant d'une absorption dispersée à la surface du calcaire. L'auteur entend ainsi réunir sous une même dénomination les deux types de sources distingués par Fournier : les exsurgences, et les résurgences, dont les caractères particuliers sont plus théoriques que réels (id. p. 509).

Les renseignements que nous possédons sur les sources du bassin sont insuffisants pour permettre un classement selon leur importance. Nous qualifierons de *sources principales*, celles qui constituent l'issue d'un réseau de drainage étendu et conditionné par les grandes lignes du plissement. Elles jaillissent des calcaires jurassiques supérieurs et sont assimilables, en cette occurrence, aux *sources de premier ordre* de Heim et Jaccard (Rapport... 1883, p. 72). Par *sources locales*, nous désignerons celles qui proviennent d'un réseau local de drainage karstique, plus ou moins indépendant du plissement général. En tant qu'elles apparaissent dans les calcaires du Dogger ou du Crétacé, elles correspondent aux *sources de second ordre* des deux auteurs précédents. Elles peuvent aussi jaillir des calcaires jurassiques supérieurs dans un massif dont le drainage est opéré, à part cela, par une source principale.

Imperméabilité de l'Argovien

En recherchant les caractères distinctifs du bassin de l'Areuse (chap. 1er), nous avons considéré le complexe Argovien-Séquanien inférieur comme imperméable. Il convient de préciser la nature exacte de cette imperméabilité.

L'Argovien est constitué en majeure partie par des marnes et des calcaires marneux tendres. Le Séquanien inférieur comprend des bancs de calcaire dur et des marnes, le plus souvent schisteuses.

L'Argovien est connu comme terrain dépourvu d'eau. Le réseau des galeries de l'ancienne mine de ciment de Saint-Sulpice, creusé dans les calcaires hydrauliques formant la partie médiane de l'étage, est pratiquement sec. L'exploitation a pu s'y faire en suivant les couches légèrement plongeantes à partir du point d'attaque, sans que l'eau ait gêné les travaux. Dans la galerie de captage des Moyats, l'Argovien supérieur, traversé sur une longueur de 119 m, est totalement dépourvu d'eau, à l'exception d'un seul point où jaillit une source ferrugineuse insignifiante. Le Spongitien, par contre, livre quelques petites sources, dont l'une est fortement gypseuse (Jaccard, 1924, p. 377). Le tunnel du Mont-d'Or parcourt le même étage sur près de 2 km de longueur : seules quelques petites veines d'eau y ont été rencontrées (Schardt, 1917). L'Argovien paraît donc bien posséder un caractère général d'imperméabilité.

Toutefois, sa nature pétrographique fait de l'Argovien un matériau fissurable et fissuré, au même titre que les calcaires. Sa stratification est également bien marquée. Seulement, à la différence de ces derniers, les fentes ne sont pas « praticables » (wegsam, selon Lehmann, 1932, p. 11) pour l'eau karstique. Les pressions tectoniques et la tendance au gonflement de la composante argileuse, en présence de

l'eau, les resserrent. Mais il serait étonnant que *toutes* les fissures, sans exception, soient impraticables. Les petites sources rencontrées dans le tunnel du Mont-d'Or prouvent le contraire. Les paliers horizontaux que forme l'affleurement de l'Argovien sur certains anticlinaux (la Grandsonnaz, Vourbey) portent de petits entonnoirs dans lesquels disparaissent des filets d'eau superficielle. Ces points d'absorption sont, sans doute, liés à des fissures préexistantes suffisamment ouvertes, grâce, probablement, à leur situation anticlinale. D'une manière plus générale, les horizons marneux et marno-calcaires sont loin de présenter toujours une étanchéité totale. Martel (1921, p. 321) cite des exemples de perforation de couches réputées imperméables. Le long des 563 m de terrains marneux traversés par la galerie d'adduction des eaux du Spullersee (Tyrol), on a relevé une source en moyenne tous les 5,5 m (Ampferer et Ascher, 1925, Pl. 10).

On peut donc dire que dans le puissant complexe Argovien-Séquanien inférieur, dont l'épaisseur normale atteint au moins 200 m, la probabilité d'existence d'un réseau de fissures praticables, le traversant de part en part, est faible mais non nulle.

Au surplus, des fractures importantes atteignent, voire dépassent la puissance du complexe : tel est le cas du décrochement de la Vraconnaz et des chevauchements du flanc N des anticlinaux du Soliat et du Mont-Racine. L'Argovien peut aussi avoir subi une laminination importante au cours des mouvements orogéniques et dans ce cas encore, son étanchéité est compromise. Au NE de Noiraigue, par exemple, il est réduit à quelques mètres d'épaisseur (Schardt et Dubois, 1903, p. 395). La possibilité de déformations tectoniques, tuméfaction ou laminage, doit donc être examinée attentivement.

En conclusion, nous attribuerons le caractère général d'imperméabilité du complexe Argovien-Séquanien inférieur à sa pauvreté en fissures praticables. Ce faisant, nous n'excluons pas la probabilité de voies d'eau le traversant dans toute son épaisseur. Cette probabilité est plus ou moins grande suivant les conditions tectoniques. Elle s'élève dans les zones anticlinales et dans les sections fracturées ou laminées. La rareté des voies praticables a pour conséquence que les fissures verticales ou obliques des calcaires sus-jacents n'ont pas d'issues inférieures, ce qui suscite l'établissement de connexions subhorizontales entre elles.

2. Circulation dans les calcaires sous-jacents à l'Argovien

Les manifestations hydrologiques observées dans le Dogger sont encore trop fragmentaires pour autoriser une vue d'ensemble sur les circulations qui y règnent. Les calcaires calloviens (auxquels peuvent

s'associer ceux de l'Argovien inférieur), isolés entre deux couches marneuses épaisses, n'ont ni une puissance suffisante, ni probablement des champs collecteurs assez étendus pour devenir le siège d'une circulation générale. Il en est de même des calcaires bathoniens. Quant au Bajocien, le rôle qu'il peut jouer dans la circulation du bassin ne ressort pas des quelques observations que l'on possède à son sujet.

Si l'on admet que les calcaires calloviens se trouvent, en moyenne, à 200 m du sommet de l'étage argovien, la courbe hypsométrique de la figure 2 indique que :

a) le 45 % de ces calcaires est inférieur à la résurgence de Combe-Garot, dans les gorges de l'Areuse (530 m) ;

b) le 70 % en est situé au-dessous du niveau de la source de la Doux (800 m).

Ces chiffres, très approximatifs, font ressortir le fait qu'une fraction importante des calcaires du Dogger se trouve actuellement au-dessous des niveaux de base du bassin.

Les terrains du Dogger affleurent sous la forme de boutonnières d'érosion, au sommet des anticlinaux. Ces boutonnières sont circonscrites par les assises imperméables de l'Argovien et constituent des exemples typiques de karst barré (Jovanovic, 1924). L'eau d'infiltration s'accumule dans les calcaires jusqu'à un niveau où elle rencontre la possibilité de s'en échapper. Le plus fréquemment, les émissaires se trouvent à une certaine profondeur. Il existe cependant deux cas d'affleurements du Dogger pour lesquels le niveau de base du drainage karstique est superficiel : ceux de la combe des Cugnets et du flanc N des gorges de l'Areuse.

Combe des Cugnets

Dans le flanc N de la chaîne du Mont-Racine, la voûte anticlinale déjetée est profondément érodée et laisse apparaître les assises du Dogger, depuis la région des Charbonnières, en direction du NE. L'affleurement atteint une largeur de 500 à 750 m et révèle de nombreuses et importantes fractures (Suter, 1937). L'une de celles-ci, vers l'extrémité SW de l'affleurement, consiste en un pli-faille dont le rejet, sur une longueur d'environ un demi-kilomètre, est très considérable : les marnes liasiques supérieures arrivent au contact des calcaires séquaniens (Schardt, 1903 *a*). De ce fait, toute la série du Dogger est mise à jour ; elle est formée, ici, en majeure partie par des calcaires durs, intercalés entre les marnes argoviennes au sommet et liasiques à la base (fig. 4).

A la fonte des neiges, ou après une période de pluies abondantes, des résurgences temporaires apparaissent à la base de ce massif de calcaire, au voisinage du talweg de la combe, en trois points :

1. *Dans le ravin du Chenaillon* : vers 1155 m jaillissent 4 sources. Les 24 et 25 mai 1951, au cours d'une période relativement peu pluvieuse, elles totalisaient un débit de 200 l/min environ.

2. *A 200 m au N de ce premier groupe* et à 1130 m environ, une source jaillit au fond d'une petite niche creusée dans l'éboulis. Son débit peut atteindre plusieurs centaines de litres à la minute.

3. *A l'issue de la combe des Eaux*, la combe des Cugnets est coupée transversalement par un petit cône de déjection. Au sommet de celui-ci apparaît, à 1158 m, la résurgence la plus forte, mais aussi la plus éphémère. Elle coule rarement plus de quelques jours et son débit atteint 100 l/s. Après qu'elle a tari en surface, il semble qu'elle continue à déverser de l'eau dans le cône alluvial. En effet, un drainage sommaire, établi à la base de ce dernier, conserve un débit élevé pendant plusieurs jours, voire plusieurs semaines. Schardt (1903 *a*, p. 260) rapporte qu'un sondage, situé à l'emplacement exact de la résurgence, a rencontré, vers 5 m de profondeur la zone de friction du pli-faille, révélant le contact anormal du calcaire bathonien avec l'Argovien.

Des mesures de température et de conductivité électrique de l'eau de ces sources, faites à quelques reprises, montrent des liens de parenté entre elles (voir tableau 21).

Les débits donnés sont des estimations. Les mesures du 25.5.51 et du 14.4.54 révèlent une grande analogie de température et de conductivité électrique entre les sources du Chenaillon et de la combe des Eaux.

Si les sources N^{os} 1 et 2 peuvent à la rigueur être considérées comme l'aboutissement de systèmes locaux de fissures, la volumineuse résurgence du bas de la combe des Eaux, par contre, trahit indéniablement l'existence d'une circulation plus générale dans le massif de calcaire. Celle-ci a des émissaires souterrains. En périodes de hautes eaux, les niveaux s'élèvent et une décharge auxiliaire s'opère à la surface du sol. Ces manifestations occasionnelles, à la surface du sol, sont une conséquence de l'abaissement relativement rapide du niveau de base formé par la combe des Cugnets, dans l'Argovien peu résistant.

Le prolongement du noyau de Dogger, au NE de la combe des Eaux, ne donne lieu à aucune autre manifestation superficielle de la circulation karstique.

TABLEAU 21

Date	Chenaillon		220 m N Chenaillon			Combe des Eaux					
						Résurgence			Drainage		
	T	**K**	**Q**	**T**	**K**	**Q**	**T**	**K**	**Q**	**T**	**K**
	°C	*m-m*	*l/min*	*°C*	*m-m*	*l/min*	*°C*	*m-m*	*l/min*	*°C*	*m-m*
25. V. 51	5,4	265	200	5,7	297	1000	5,8	279	–		
12. XI. 51	–	–	–	–	–	faible	6,1	287	élevé	6,8	324
15. XI. 51	–	–	–	–	–	0	–	–	600	6,4	321
20. III. 52	–	–	–	–		0	–	–	élevé	3,1	314
14. IV. 53	5,4	247	100	5,5	288	5000	5,6	248	élevé	5,2	248
11. V. 53	–	–	–	–	–	0	–	–	100	–	280

Flanc nord des gorges de l'Areuse

Dans la section supérieure des gorges de l'Areuse, le sommet déjeté au S de l'anticlinal de Solmon est dénudé jusqu'au Bajocien. La boutonnière d'érosion se prolonge probablement à l'W, en amont de Noiraigue, sous la puissante moraine du Creux-du-Van et les sédiments lacustres du Val-de-Travers. En fait, elle n'affleure que sur la rive gauche de l'Areuse. Les calcaires du Dogger et notamment la Dalle nacrée, sont normalement ceinturés par l'Argovien. Les points les plus bas se trouvent à l'W, le long de la rivière. La surface totale du Dogger est d'environ 1,8 km² sur la rive gauche.

Les calcaires supérieurs du Bajocien (couches de Brot) affleurent le long de l'Areuse, depuis l'usine du Plan-de-l'Eau jusqu'au pont de la Baleine, soit entre 685 et 708 m. Ils livrent passage à 6 ou 7 sources, saisies par de courtes galeries et conduites à l'usine des Moyats, pour l'alimentation de la Chaux-de-Fonds. Au moment de leur captage, celles-ci totalisaient un débit minimum de 400 l/min (Rapport... 1883, p. 79). La Dalle nacrée, épaisse de 15 à 18 m, est traversée par l'Areuse, en aval de l'usine du Plan-de-l'Eau, vers 675 m d'altitude. Aucune source apparente ne s'en échappe.

Une seconde décharge naturelle du massif de Dogger existe, sous la forme de plusieurs sources jaillissant au-dessus de l'usine des Moyats, entre 690 et 720 m. Elles sont captées dans du terrain glaciaire recouvrant l'affleurement des marnes argoviennes, mais leur débit relativement élevé (400-500 l/min à l'étiage) fait supposer qu'elles proviennent du Jurassique moyen. Cette hypothèse s'est trouvée confirmée par le percement de la galerie des Moyats, à la cote de 630 m (voir ci-dessous) : le soutirage opéré par celle-ci entraîna la disparition partielle des sources qui, de permanentes qu'elles étaient primitivement, sont devenues temporaires (Jaccard, 1924, p. 377).

Au cours des années 1905-1907, une galerie de captage dite « galerie Bossy » a été creusée dans le flanc N des gorges, un peu en aval de l'usine du Plan-de-l'Eau (Schardt, 1911 *a*). Elle part de l'altitude de 680 m environ et se développe sur 345 m de longueur, dans la direction moyenne de N 20° W, soit à peu près perpendiculairement à la direction des affleurements du Dogger. Trois types de terrains lui procurent de l'eau : entre 10 et 80 m, elle parcourt la Dalle nacrée qui ne livre que quelques petites sources de faible débit. Les joints de stratification y sont fermés et les grandes diaclases font défaut : la roche est compacte et peu aquifère. De 90 à 145 m, la galerie traverse de la moraine de fond imperméable accumulée dans un profond ravin d'érosion, sur les marnes bathoniennes. Deux em-

branchements latéraux suivent le contact de la moraine et de la roche en place. Ils récoltent un certain nombre de veines d'eau, dont la plupart paraissent provenir de la zone de contact. A 160 m, le captage pénètre dans les calcaires bajociens. Ceux-ci présentent, en deux endroits, de grandes diaclases subverticales que la galerie coupe obliquement et qui se révèlent très aquifères. Ce sont elles qui livrent la majeure partie de l'eau. Les sources les plus importantes jaillissent du radier par un mouvement ascendant. Dans le plafond, les diaclases montrent des élargissements par corrosion, irréguliers et parfois considérables. Les joints capillaires manifestent leur présence par des suintements. Tout à l'amont, on observe plusieurs fentes entièrement colmatées par un dépôt d'argile jaunâtre. Le débit total de la galerie varie entre 1800 et 4000 l/min.

De 1919 à 1922, sous la direction de Schardt, une nouvelle galerie de 365 m de longueur fut exécutée dans le massif de Dogger, à 1800 m à l'E de la précédente et à un niveau de 50 m inférieur (Jaccard, 1924, p. 376). Elle entre dans la montagne au voisinage immédiat de l'usine des Moyats (630 m) et traverse tout d'abord le Kiméridgien puis le Séquanien, sur 180 m de longueur. Le second étage livre quelques petites sources, d'un débit total d'une centaine de litres par minute. Une seule veine d'eau ferrugineuse jaillit dans l'Argovien. A 325 m, la Dalle nacrée est atteinte ; ses premières assises se révèlent très riches en eau : les 12 ou 14 premiers mètres fournissent un débit de 2000 l/min à l'étiage. Le percement de cette section fit tarir les sources supérieures, mentionnées plus haut. La galerie traverse ensuite une zone improductive, jusqu'à son extrémité située sur le passage d'une fissure très aquifère (Jaccard, 1924, p. 377). A la fin de l'année extrêmement sèche de 1921, le débit total du captage était de 2370 l/min. Les abondantes précipitations de janvier 1922 ne l'influencèrent que très lentement. Le 20 du mois, il était remonté à 2800 l/min seulement. Un barrage est établi dans l'Argovien et permet de tirer l'eau à volonté. Lorsque le soutirage n'est pas effectué, la pression manométrique s'élève jusqu'à un maximum de 10 atmosphères, derrière l'obturation. Ce fait illustre la complexité de l'hydraulique karstique et contredit la conception hydrostatique d'une nappe souterraine dans le calcaire ; en effet, la stabilisation manométrique à 10 atmosphères signifie que la galerie est en relation avec des fissures dans lesquelles l'eau s'élève à 730 m au moins, soit à 30 m au-dessus de l'exutoire voisin des sources supérieures des Moyats et à 50 m au-dessus de la galerie Bossy.

Lors de la première mise en charge de la galerie, le 2 mai 1923, le débit était de 4300 l/min. La pression s'éleva de 59 à 80 m en l'espace de huit jours.

Des documents du casier sanitaire cantonal des eaux, nous tirons les mesures suivantes, relatives aux sources du Plan-de-l'Eau et des Moyats :

Tableau 22

	t (°C)	*k* (*m-m*)	*Date*
Source du Plan-de-l'Eau	15,0	352	21.6.56
» » »	15,1	333	21.6.56
Areuse au Plan-de-l'Eau	9,2	300	21.6.56
Sources supérieures des Moyats (total)	9,6	290	5.6.56
Galerie Bossy (fond)	10,7	331	30.5.56
» » (partie médiane)	13,5	336	30.5.56
» » (embranchement latéral aval)	11,9	336	30.5.56
Galerie des Moyats	8,7	267	21.6.56

Les sources du Plan-de-l'Eau présentent une température anormalement élevée, qui avait déjà frappé Heim et Jaccard (Rapport... 1883, p. 79). Ces auteurs en déduisaient qu'elles pourraient bien représenter l'émergence de veines ayant un parcours profond. Elles traversent probablement les couches infra-argoviennes du synclinal du Val-de-Travers ou de celui des Ponts. On peut voir dans ce fait, ainsi que dans la minéralisation relativement élevée de l'eau, une justification du qualificatif de « source minérale » qui était appliqué autrefois à l'un de ces afflux (Ritter, 1883 *a*, p. 352). La possibilité d'une circulation profonde à petite échelle, au sein du Dogger, avec réchauffement et forte minéralisation de l'eau, constitue un caractère important de l'hydrologie de ce terrain. Dans le cas particulier, on peut supposer que la boutonnière des gorges de l'Areuse possède, outre son bassin récepteur direct, un impluvium plus lointain.

Dans la galerie Bossy, la température des veines du fond est de 10 à 11°. Les sources de la partie médiane, par contre, sont sensiblement plus chaudes, principalement celles qui sourdent du côté W de l'ouvrage. Leur température est comprise entre 12 et 14°, et leur minéralisation, relativement élevée. Comme elles apparaissent dans la même zone stratigraphique que les sources du Plan-de-l'Eau et qu'elles circulent *per ascendum*, l'hypothèse d'une remontée depuis une région profonde s'en trouve renforcée. Nous excluons formellement la possibilité d'infiltrations de l'Areuse en amont, car toutes les veines offrent une qualité bactériologique irréprochable.

L'eau de la galerie des Moyats présente une température et une minéralisation basses, indiquant que l'influence des veines chaudes du Plan-de-l'Eau ne s'étend pas jusque-là ou que, du moins, elle est trop faible pour demeurer sensible.

Autres exemples de sources du Dogger

Dans les boutonnières de Dogger, il n'existe pas nécessairement toujours un niveau de base général. Si le démantèlement de l'écran argovien périphérique s'opère rapidement, le noyau calcaire peut être drainé seulement par des réseaux locaux de fissures, dont certains ont un exutoire à la surface du sol. Le cas se présente, par exemple, dans le vallon de la Vaux : une résurgence relativement abondante sort sur l'Argovien inférieur, à la base du crêt callovien, vers 1220 m, dans le ravin qui passe à l'E du chalet de la Vaux. Il se peut aussi que certaines des *sources de Treymont*, dans le flanc méridional des gorges de l'Areuse, aient une origine analogue : ces sources, captées pour l'alimentation de Neuchâtel et de Boudry, forment un alignement de 1,5 km de longueur, entre 860 et 1020 m. D'après la carte géologique de Schardt et Dubois (1903), elles ont pour bassin tributaire un important gisement de moraine et d'éboulis reposant sur l'Argovien et, probablement aussi, sur les calcaires sous-jacents du noyau anticlinal de la Montagne-de-Boudry. Pour cette raison, elles sont considérées essentiellement comme sources de terrain détritique. Or, l'une des plus importantes d'entre elles, la source N° 5, a été suivie par une galerie montante et sinueuse, de 110 m de longueur, à travers la moraine, jusqu'à sa sortie d'un banc de calcaire appartenant probablement au Dogger. Une autre source importante, à l'extrémité occidentale de l'alignement, celle du *Châble*, arrive par un mouvement descendant d'une fissure ouverte dans un banc de calcaire (Séquanien, selon Schardt et Dubois, 1903, p. 464), superposé à une couche de marne grise.

3. Circulation dans les calcaires sus-jacents à l'Argovien

Cette circulation a pour siège les roches calcareuses du groupe Séquanien-Urgonien, dont la puissance moyenne est de 500 m. Des données plus précises sur l'épaisseur des différentes couches sont consignées au chapitre 3.

En dehors des synclinaux où subsiste le Tertiaire, la série est réduite par l'érosion. Les courbes hypsométriques de la surface du bassin et de l'Argovien, à la figure 2, caractérisent la réduction : elle s'opère en majeure partie entre 1000 et 1200 m. Vers 1280 m, les deux lignes se coupent, indiquant qu'au-dessus de cette altitude, les surfaces où l'Argovien et le Dogger sont attaqués par la dénudation, excèdent celles où les terrains supérieurs subsistent.

La courbe hypsométrique de l'Argovien indique encore :

1° que le 70 % au moins des terrains sus-jacents à l'Argovien se trouve au-dessus du niveau de base de 530 m, représenté par les résurgences de Combe-Garot, dans les gorges de l'Areuse ;

2° que le 50 % au moins en est situé au-dessus du niveau de 800 m auquel jaillit la source de la Doux.

Quelques horizons marneux existent à la base et dans la partie supérieure de la série. Les principaux d'entre eux sont les intercalations marneuses du Séquanien inférieur, les marnes et marno-calcaires du Purbeckien (15 à 20 m) et les marnes hauteriviennes (15 à 20 m).

Le rôle hydrologique de ces marnes et marno-calcaires (ainsi que de quelques autres horizons de même nature, mais de moindre importance, dans le Valanginien et l'Urgonien) découle des considérations déjà émises au sujet de l'Argovien. Leur faible puissance accroît la possibilité de fentes praticables dans leur sein. Ils jouent cependant un rôle d'écran imperméable non négligeable à l'échelle locale, là, surtout, où le modelé tectonique n'est pas trop mouvementé. Plusieurs cas de sources jaillissant au-dessus des marnes hauteriviennes, par exemple, montrent que cet horizon, pris dans des conditions favorables, dirige et concentre les eaux d'infiltration de territoires relativement étendus. Toutefois, comme l'érosion dénude de haut en bas, une partie considérable des marnes supérieures a déjà disparu.

La répartition donnée au tableau 3 montre que les surfaces affleurantes ou recouvertes de dépôts quaternaires, des étages Séquanien-Portlandien, représentent le 64 % de la superficie totale du bassin. Le Purbeckien existe encore sur 115 km² (28 %), tandis que les marnes crétacées ont une distribution notablement plus faible. Ces chiffres signifient que plus des deux tiers de l'impluvium de la circulation sus-jacente à l'Argovien sont constitués par les calcaires du Malm. Ils expliquent pourquoi les marnes purbeckiennes et crétacées jouent un rôle subordonné dans la circulation générale. L'hydrographie karstique du bassin porte, en fait, l'empreinte du régime d'écoulement au sein des quelque 350 m de roches calcareuses du Jurassique supérieur.

4. Le drainage karstique dans le bassin du Buttes

Le bassin-versant du Buttes à Buttes mesure 77 km². Sa constitution géologique est donnée à la page 19. Le cours d'eau est alimenté, à l'amont, par des sources issues du noyau molassique de l'Auberson, puis par les émissaires de combes argoviennes et enfin par des résurgences.

On peut assigner au domaine de l'infiltration karstique une étendue de 70 km², soit le 90 % du bassin-versant. Dans le sous-sol calcaire de ce vaste territoire, règne une circulation générale qui a pour émissaire normal le groupe des résurgences *des Raies* à Buttes. Au cours des périodes très pluvieuses, une émergence auxiliaire, située en amont, entre en activité : celle de *la Baume de Longeaigue*. En outre, il existe quelques sources d'importance secondaire qui constituent l'aboutissement d'un drainage local et indépendant de la roche.

a) Sources principales

Sources des Raies

A l'extrémité occidentale du village de Buttes, jaillit, du flanc S de la vallée, une série de sources échelonnées sur une distance de 700 m.

Quelques-unes d'entre elles, à l'extrémité aval de l'alignement (780 m), sont *permanentes*. Elles sourdent au pied d'un petit abrupt rocheux, formé par le Portlandien en bancs redressés de la zone axiale de l'anticlinal de Ladernier. A la base de cette falaise court un ruisseau qui dérive leur eau vers une scierie, d'où elle gagne ensuite le Buttes.

De nombreuses autres émergences sont *temporaires*. Celles-ci apparaissent en général à un niveau légèrement supérieur aux précédentes. Certaines d'entre elles coulent pendant quelques mois ou quelques semaines par année, tandis que d'autres, à l'amont de l'alignement, n'entrent en activité que pour quelques jours, lors des périodes très pluvieuses.

On ne possède aucune mesure du débit des sources des Raies. Nous lui attribuons, sur la base d'estimations, des variations allant de 0,15 à 25 m³/s.

Source de la Baume de Longeaigue

La Baume de Longeaigue est une belle grotte encore incomplètement explorée, qui s'ouvre dans le flanc E de la petite cluse de l'Echelier, à 150 m de la rive gauche du Buttes. L'orifice s'en trouve à 840 m environ, c'est-à-dire à 25 m au-dessus du talweg actuel de la vallée et à 60 m plus haut que les sources permanentes des Raies. Le porche consiste en un boyau de section elliptique, haut de 2,5 m, pénétrant dans le Séquanien inférieur parallèlement aux bancs redressés (N 40° E, 80-90° au S). Creusé dans une couche visiblement peu résistante, il est flanqué à gauche et à droite de deux rampes saillantes de calcaire dur sur lesquelles s'observent des plans de cisaillement tangentiels portant des stries de friction. Il est intéressant

de constater que ces fissures, voisines d'un cours d'eau souterrain, n'ont subi aucune corrosion par l'eau d'infiltration. Le croquis suivant (fig. 14) montre le cheminement de la partie explorée de la grotte. Elle se développe selon trois directions préférentielles : N 38° E (stratification) et N 47° W, N 78° W (diaclases transversales conjuguées). De nombreuses et importantes cheminées coniques s'élèvent du plafond, trahissant l'action dissolvante de nappes d'eau à niveau oscillant [1].

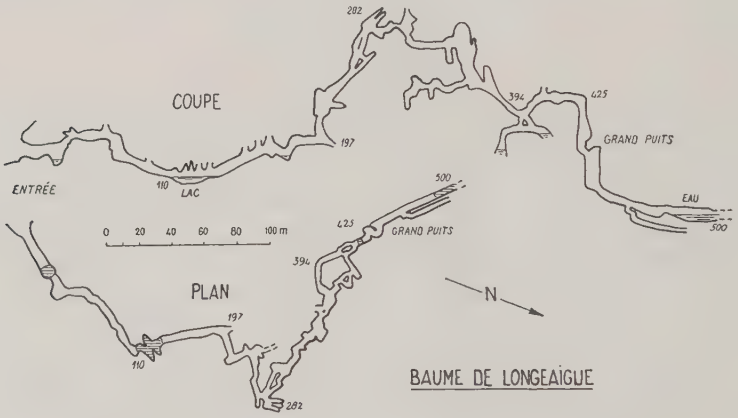


Fig. 14. — Plan et coupe de la Baume de Longeaigue.

Lors de la fonte brusque des neiges, ou dans les périodes à forte pluviosité, un torrent impétueux, pouvant atteindre 5 m³/s, sort de la grotte, pour une durée de quelques heures ou de quelques jours.

Considérations sur la circulation karstique dans le bassin du Buttes

Entre la Baume de Longeaigue et les sources des Raies, le contraste ne saurait être plus grand. La première constitue l'orifice ancien, unique et bien différencié d'un grand réseau organisé de drainage karstique. Les secondes représentent la zone d'émergence jeune d'un réseau analogue, probablement le même en partie. L'eau sourd de bas en haut par toutes les fissures ouvertes d'un massif calcaire, sur 700 m de longueur. Une tendance, seulement, à la concentration se marque dans la partie aval de l'alignement où les débits sont les plus impor-

[1] Les plans et les renseignements relatifs aux grottes mentionnées dans ce chapitre ont été mis aimablement à notre disposition par M. Maurice Audétat, secrétaire de la Société suisse de spéléologie et grand connaisseur des cavités jurassiennes, que nous remercions ici.

tants et ont le caractère permanent. Les marques d'une érosion telle qu'elle se produit aux résurgences âgées, font défaut aux sources et dans leurs parages.

Le drainage karstique de la partie du bassin située en amont de Longeaigue s'opère par deux groupes de voies longitudinales parallèles, occupant les synclinaux du Val-de-Travers et de la Côte-aux-Fées, et séparées par la voûte argovienne de l'anticlinal de Ladernier. La Baume de Longeaigue constitue, de toute évidence, l'émissaire du sillon de la Côte-aux-Fées. C'est une source de débordement classique par-dessus le complexe imperméable Séquanien inférieur-Argovien. Il est, par contre, difficile de concevoir qu'elle ait pu évacuer aussi les eaux du sillon du Val-de-Travers, tout au moins de sa section comprise entre Longeaigue et le décrochement de la Vraconnaz, à moins d'admettre dans celle-ci, un écoulement dirigé de l'E vers l'W, c'est-à-dire de l'aval vers l'amont de la vallée. A l'appui de cette supposition viendrait le fait que l'axe du pli descend précisément d'E en W.

Le développement actuel de la galerie de la Baume nous autorise à supposer qu'à une époque antérieure (lorsque le bedrock du Buttes était un peu moins profond qu'aujourd'hui), elle donnait passage à une source permanente. Si, alors, l'écoulement du synclinal du Val-de-Travers se faisait dans le sens W-E, il devait posséder, aux environs de Buttes, un exutoire propre relativement important. La vraisemblance d'un tel écoulement est attestée par les sources actuelles des Raies qui, avec leur alignement de 700 m de longueur, dans les calcaires de la zone axiale de l'anticlinal de Ladernier plongeant vers l'E, impliquent l'existence de voies d'eau longitudinales bien développées, capables de débiter au moins 25 m^3/s. L'on peut même admettre que cet exutoire ancien devait se trouver à une altitude égale ou supérieure à celle de la Baume, sinon les eaux de celle-ci auraient été dérivées vers lui, comme cela se produit actuellement. Or, on ne relève aucune trace certaine d'un tel exutoire entre Longeaigue et Buttes. Il se peut qu'il soit enfoui sous des dépôts subséquents, en particulier sous la moraine des Couellets au S de Buttes. Au cas où il n'existerait réellement pas, deux possibilités s'offrent :

a) l'eau arrivant aux sources actuelles de Raies *per ascendum*, les voies de sortie sont détruites par l'érosion au fur et à mesure de l'abaissement du talweg ;

b) il existe, dans les parages de Longeaigue, une ligne de partage des eaux souterraines. A l'E de cette ligne, l'écoulement se fait vers l'aval, en direction de la source de la Raisse à Fleurier, tandis qu'à l'W, il est orienté en sens contraire, dans la direction du décrochement de la Vraconnaz.

Il est, au demeurant, inutile d'insister sur le caractère hypothétique des déductions auxquelles peuvent conduire les données fragmentaires que nous possédons pour le moment.

La situation actuelle des sources des Raies est logique : elles émergent de l'affleurement le plus inférieur, topographiquement parlant, des calcaires jurassiques. Géologiquement, elles occupent la zone de confluence possible des eaux des deux sillons synclinaux : l'anticlinal intermédiaire dans la section où, du fait du plongement axial, le substratum imperméable se trouve à un niveau déjà très inférieur à la vallée. Dans le cas de gros afflux d'eau, les issues des Raies se révèlent encore insuffisantes. Les niveaux piézométriques s'élèvent alors dans les cavités situées en amont, et c'est ainsi que la Baume de Longeaigue retrouve une activité momentanée.

Au début de la période d'immersion postglaciaire de la vallée, lorsque la cote des eaux atteignait 800 m, la Baume de Longeaigue devait avoir un écoulement permanent.

La seule mesure de température et de conductivité que nous ayons de l'eau de la Baume de Longeaigue est celle du 11 février 1950 qui figure au tableau 29. Elle correspond exactement à celle des sources des Raies, le même jour.

b) Sources locales des calcaires jurassiques

A côté des deux résurgences étudiées ci-dessus, les calcaires jurassiques de la vallée de Buttes donnent naissance à quelques sources d'importance secondaire, qui mettent en lumière l'existence de réseaux de fissures locaux, partiellement ou totalement indépendants des grandes voies de la circulation générale du bassin. Nous en signalerons trois :

Source de la Commune. — Nous désignons par ce nom une petite résurgence temporaire qui sourd sur la rive gauche du Buttes, au pied de la colline occupée par la ferme de la Commune, à l'altitude de 792 m. Elle manifeste sa présence par quelques émergences dans les cailloutis alluviaux du Buttes à l'extrême bord de la vallée. Ses eaux alimentent un ruisselet qui gagne rapidement la rivière. En périodes de hautes eaux, son débit atteint l'ordre de grandeur de 2000 l/min, tandis que, pendant les mois secs, elle tarit. Il se peut qu'elle continue à couler à un niveau inférieur, dans les alluvions.

Source de Longeaigue. — Au bas de la gorge du Saut-de-l'Eau, à l'endroit où le talweg passe sur l'Argovien de l'anticlinal de Ladernier, les bancs redressés du Séquanien moyen, sciés par la cluse, laissent échapper, sur la rive droite du Buttes, vers 825 m d'altitude, une source permanente qui est utilisée pour l'alimentation en eau potable

du village de Buttes. Le captage, fait sous la forme d'un drainage, saisit l'eau dans les matériaux de délitement du pied de la pente. Son débit varie entre 300 et 3000 l/min. Aux alentours du captage existent encore plusieurs veines non captées, qui émergent des alluvions, sur les deux rives du Buttes.

Source du Tunnel de Noirvaux. — Cette source temporaire jaillit dans la pente W de la semi-cluse du Saut-de-l'Eau, à proximité du tunnel de la route montant à Noirvaux. Elle sort par une petite grotte dont l'orifice se trouve à 925 m, soit à une trentaine de mètres au-dessus du Buttes. Celle-ci consiste en un boyau à peu près rectiligne et légèrement descendant, accessible sur 75 m de longueur, et orienté dans la direction N 32° E. Près de l'orifice, la stratification présente une orientation de N 34° E et une pente de 40° au S. L'évidement paraît s'être opéré le long d'un plan de cisaillement (N 6° E, 50° au NW) qui affecte un banc épais de Séquanien moyen reposant sur un horizon de marne schisteuse.

La grotte constitue un niveau de base local, au voisinage des premières assises imperméables du Séquanien, pour la retombée méridionale de l'anticlinal de Ladernier. (Rappelons que le flanc septentrional du pli abrite le réseau de la Baume de Longeaigue.) La source entre en activité, avec un débit maximum estimé à 300 l/s, seulement au cours des périodes très humides, mais alors elle coule durant plusieurs semaines. Elle fonctionne comme décharge, lors de montées exceptionnelles des niveaux dans une roche où la circulation rencontre une résistance inhérente au faible développement des voies karstiques.

Les trois sources ci-dessus révèlent leur indépendance vis-à-vis des grandes voies d'écoulement du bassin, par leur température et leur conductivité électrique (tabl. 29). Comparées aux résurgences des Raies, lors de la crue du 11 au 20 février 1950, les sources de la Commune et de Longeaigue montrent des températures et des minéralisations en accord avec l'exposition respectivement SE et NW de leur champ collecteur. En première approximation (sans tenir compte du facteur altitude), les Raies constituent une moyenne entre les extrêmes représentés par chacune des deux sources locales. La même remarque s'applique à la variabilité des caractères de l'eau durant la crue. Quant à la source du Tunnel de Noirvaux, elle se distingue surtout par sa température basse.

c) Sources locales des calcaires crétacés

Les calcaires crétacés, surtout ceux qui sont superposés à la marne d'Hauterive, engendrent plusieurs résurgences locales. Ces terrains

forment deux aires principales d'affleurement, l'une au plateau de l'Auberson, l'autre dans le synclinal de la Côte-aux-Fées.

Au plateau de l'Auberson, toute la série présente des couches crétacées inférieures et moyennes ainsi que du Tertiaire, constituent un gisement grossièrement elliptique, large de 2,5 km et long de 4,5 km. Il est brusquement interrompu, au NE, par le décrochement de la Vraconnaz.

Si les terrains tertiaires possèdent de nombreuses sources qui alimentent le cours supérieur de la Noiraigue, les calcaires crétacés, par contre, paraissent être généralement stériles. Seule la falaise urgonienne située à 1 km à l'E de la Chaux, donne naissance à quelques sorties d'eau peu abondantes. De leur côté, les marnes hauteriviennes affleurantes maintiennent en surface quelques faibles filets d'eau, comme, par exemple, dans la Combe-de-Ville, à l'W de la Chaux. L'absence de résurgences importantes dans les calcaires doit être regardée comme un indice que le décrochement de la Vraconnaz capte les eaux en profondeur et les fait passer, par l'intermédiaire du Jurassique, aux sources des Raies.

Le Crétacé du *synclinal de la Côte-aux-Fées* représente le cas opposé.

Ce synclinal possède un noyau de terrains valanginiens-urgoniens qui débute au décrochement de la Vraconnaz et se développe en direction du NE jusqu'à Buttes et au-delà. Sa largeur varie entre 500 et 1500 m. Les marnes hauteriviennes y forment une gouttière imperméable, régulière et continue, à partir des Bourquins-de-Vent. L'axe de celle-ci est légèrement déprimé dans la région de la Côte-aux-Fées, puis, à partir du Mont-de-Buttes, il plonge vers le NE (Pl. 6). Quatre lambeaux inégaux de calcaire hauterivien supérieur, séparés par des coupures descendant jusqu'aux marnes, subsistent dans la gouttière. Ils constituent, en partie, des buttes grâce au fait que les affleurements marneux périphériques sont entaillés par de petits vallons, dont le drainage est assuré par le ruisseau des Combes, aboutissant à la cluse de l'Echelier. Ces lambeaux de calcaire alimentent un certain nombre de sources sises aux points bas de leurs affleurements. Nous les décrirons sommairement :

Lambeau des Bourquins. Superficie : 0,55 km^2 ; altitude du point le plus élevé : 1089 m. Ses eaux émergent à l'extrémité NE (1009 m), en plusieurs filons presque tous captés pour l'alimentation en eau potable de la Côte-aux-Fées. Lors des périodes pluvieuses, un émissaire auxiliaire coule temporairement dans la combe passant au S

des Bourquins, à une altitude sensiblement plus élevée : 1050 m (pt 527420/189780).

Lambeau des Châteaux. Superficie 0,12 km² ; altitude du point le plus élevé : 1053 m. Ce petit massif donne lieu à quelques sources insignifiantes, vers son bord E.

Lambeau de la Maison-Neuve–le Planfet-Dessous. Superficie 0,18 km² ; altitude du point le plus haut : 1081 m. De forme très allongée, ce lambeau de calcaire alimente plusieurs sources situées le long de son bord septentrional, entre les altitudes de 1010 et 960 m.

Lambeau des Leuba–La Commune. Superficie 0,75 km² jusqu'à la semi-cluse de la Doux, à 1 km en amont de Buttes ; altitude du point le plus élevé : 1065 m. Ce massif de calcaire est séparé du précédent par la tranchée oblique du ruisseau des Combes qui se dirige vers la cluse de l'Echelier. Fait particulier, les affleurements latéraux des marnes hauteriviennes sont relativement peu affouillés. Il existe, par contre, un vallon longitudinal médian, enfoncé dans le calcaire mais n'atteignant pas les marnes et qui s'ouvre sur la vallée de Buttes par la semi-cluse de la Doux. Le fond de cette dernière est occupé par un revêtement alluvial, hors duquel jaillissent des sources dont l'eau provient manifestement de la roche encaissante. Plusieurs d'entre elles sont utilisées pour l'alimentation des fontaines publiques de Buttes. Un groupe, notamment, est saisi par drainage au pied d'une petite terrasse d'érosion, sur la rive gauche du ruisseau. En amont des veines captées existent encore plusieurs émergences temporaires qui tarissent, du moins en surface, pendant les périodes sèches.

Quelques valeurs de température et de conductivité de l'eau du captage, prise au tuyau de trop-plein, figurent au tableau 29.

5. Flanc méridional du Val-de-Travers en aval de Buttes

Le flanc méridional du Val-de-Travers appartient, tectoniquement parlant, à la zone des hautes chaînes dont nous avons relevé le caractère tourmenté et fracturé (p. 16). Il n'apparaît pas que cette circonstance ait exercé une influence sur le drainage karstique, en l'orientant vers un type particulier. Celui-ci a certainement profité des facilités offertes par les accidents longitudinaux notamment, mais il semble bien que les caractères tectoniques de la roche aquifère n'aient pas exercé une influence déterminante.

Les aires d'affleurement des terrains caractéristiques figurent au tableau 3. L'impluvium de la circulation karstique atteint 48 km²

environ. Il sert de bassin collecteur à trois résurgences principales : La *Raisse*, à Fleurier, la *Sourde*, à Môtiers, et la *source supérieure de Combe-Garot*, dans les gorges de l'Areuse. A côté de ces points de décharge importants, le flanc calcaire comprend encore de nombreuses sources locales.

Les trois résurgences principales ont, comme trait commun, qu'elles apparaissent sur le chevauchement du flanc S du synclinal. Cet accident joue un double rôle : d'une part, il favorise la création de voies d'eau longitudinales susceptibles d'atteindre une grande extension dans les calcaires jurassiques et, d'autre part, il amène au contact de ces derniers la Molasse imperméable qui forme un barrage devant eux.

a) Sources principales

Source de la Raisse

Au S du village de Fleurier, le flanc molassique de la vallée est érodé en forme de niche. La trace du chevauchement, qui passe normalement à l'altitude de 800 m, s'abaisse, dans celle-ci, à 757 m. Les calcaires portlandiens supérieurs, juxtaposés à la Molasse par l'effet du chevauchement, livrent passage, en ce point bas, à la résurgence de la Raisse.

L'eau sourd d'une petite grotte de section grossièrement triangulaire qui se développe en direction du NE, parallèlement à la stratification et au chevauchement. Ce boyau descend légèrement, de sorte qu'à 20 ou 30 m de l'entrée, il est complètement submergé et n'a jamais été exploré au-delà.

L'examen de la roche, vers la source et dans les falaises environnantes, révèle un groupement très net des diaclases.

Un premier groupe de plans de fracture peu variables découpe la roche dans une direction voisine de celle du pendage, avec une inclinaison de 70 à 90° au N (fig. 15 A, I). Vers la grotte, ces joints se confondent avec la stratification, tandis qu'au-dessus (et un peu en arrière du plan de chevauchement) ils tranchent très obliquement les bancs. Les petites parois rocheuses qui avoisinent la source sont toutes façonnées par ces diaclases.

Un deuxième groupe de fissure (II) affecte la roche dans une direction approximativement perpendiculaire à celle du précédent et à la stratification. Leur inclinaison est comprise entre 60° S et 60° N. Elles paraissent être associées à une série de diaclases concentrées autour d'une direction moyenne un peu différente (II *a*). Les unes et les autres se montrent particulièrement développées aux abords de l'émissaire ainsi que dans les pentes qui le dominent. Un petit sillon

d'érosion transversal, dans le pâturage de la Serpilière, au-dessus de la source, trahit l'existence d'une zone de moindre résistance due probablement à ces fractures.

Le troisième groupe distinct de cassures (III) est particulièrement apparent dans une falaise située à 200 m à l'E de la source. Il englobe

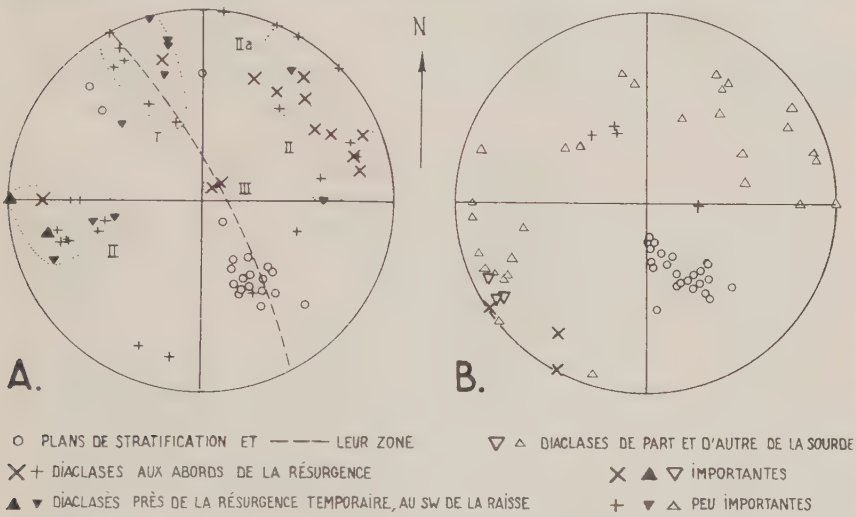


Fig. 15. — Diagrammes stéréographiques montrant les diaclases et la stratification : A, à la résurgence de la Raisse ; B, à la Sourde.

des diaclases subhorizontales ayant une extension relativement grande.

D'une manière générale, les régions fissurées alternent avec des massifs compacts. Dans les premières, il arrive que le pendage soit dérangé. La figure 15 porte la zone des plans de stratification, construite d'après la carte et les profils géologiques de Rickenbach (1925). Elle correspond, en moyenne, aux plans observés, mais ceux-ci peuvent s'en écarter dans une mesure importante.

Nous présumons que le drainage souterrain, dans la région proche de la source tout au moins, est conditionné par les joints du groupe I, auxquels se joignent les plans de stratification, et ceux du groupe II.

Le débit de la source de la Raisse varie beaucoup et rapidement. Ses réactions sont aussi promptes que celles de la Sourde. Nous en estimons les valeurs extrêmes à 0,030 et 5 m^3/s. L'eau est partiellement captée au moyen d'ouvrages modernes, pour l'alimentation de Fleurier,

L'excédent s'écoule par le ruisseau du Fleurier. Il est probable, au surplus, que des veines inférieures aboutissent directement dans les alluvions graveleuses de la vallée.

Dans les périodes de crue, des sources temporaires entrent en activité au pied d'un éperon rocheux, à 150 m au SW de la Raisse. Elles forment trois groupes, émergeant des éboulis. Les calcaires dominants se révèlent très fissurés. Les joints de stratification et les diaclases ont des directions analogues à celles qu'on observe à la Raisse (fig. 15). Ces sources ne coulent que quelques jours par année et leur débit ne paraît pas dépasser 1 m^3/s au total.

Source de la Sourde

Une situation géologique et topographique pareille à celle de la Raisse provoque, à Môtiers, le jaillissement de la source de la Sourde, vers 755 m d'altitude. La niche d'érosion, dans le noyau molassique, a été évidée par les eaux du Bied de Môtiers. Elle possède un important revêtement alluvial déposé par le torrent.

L'eau sourd parmi les éboulis amassés au pied d'une falaise de Portlandien inférieur, qui fait partie du flanc N, sectionné par le chevauchement, du synclinal des Riaux. L'axe de ce pli est affecté par un bombement vers le N et une concavité accusée dans le sens vertical. Cette dernière est apparente lorsqu'on observe l'affleurement des couches avec du recul, depuis Boveresse, par exemple. Au surplus, des replis locaux visibles le long du ruisseau et de la cascade des Riaux, déforment le calcaire dans la zone précédant immédiatement le chevauchement. Un premier repli, ayant la forme d'un S comprimé latéralement, apparaît dans la paroi bordant la cascade à l'E. Il affecte des bancs de faible épaisseur, dont quelques-uns sont marno-calcaires. Les deux charnières supérieure et inférieure sont broyées, mais laissent tout de même apercevoir le brusque renversement du pendage. Un second repli, moins accentué, affleure par intervalles, dans les pentes dominant à l'W le ruisseau, un peu en amont de la cascade. En dehors de ces replis, l'orientation moyenne des couches est N 65° E et leur inclinaison : 50° S.

Le massif de calcaire jurassique d'où sort la résurgence est parcouru par les nombreuses galeries des grottes dites de Môtiers et de la Sourde.

La grotte de Môtiers, explorée sur 400 m de longueur, s'ouvre entre 770 et 780 m, dans la charnière inférieure du premier repli mentionné plus haut, au pied de la cascade du ruisseau des Riaux. Le boyau principal comprend deux tronçons successifs : le premier, de 270 m de longueur, ayant la direction moyenne de N 60° W, et le second, de

130 m, se développant au NE suivant une orientation moyenne de N 52° E. Le profil longitudinal est à peu près horizontal. De nombreux couloirs annexes accompagnent la galerie principale : ceux-ci sont localisés en certains endroits où ils forment un véritable dédale de voies qui se recoupent. C'est le cas, en particulier, près de l'entrée et dans la section comprise entre 190 et 230 m. Ces nœuds de galeries sont, sans doute, liés à l'existence de zones particulièrement fissurées. En deux points, des branches descendantes aboutissent à une rivière souterraine ou, tout au moins, à une nappe d'eau libre. La grotte ne fonctionne plus comme exutoire.

La grotte de la Sourde (fig. 16) se développe au voisinage immédiat de la résurgence. Elle possède deux orifices superposés, à 780 et 805 m, qui pourraient être d'anciens exutoires. Le premier, constituant l'entrée principale de la caverne, s'ouvre le long d'une diaclase subverticale et présente une section en forme de losange dressé.

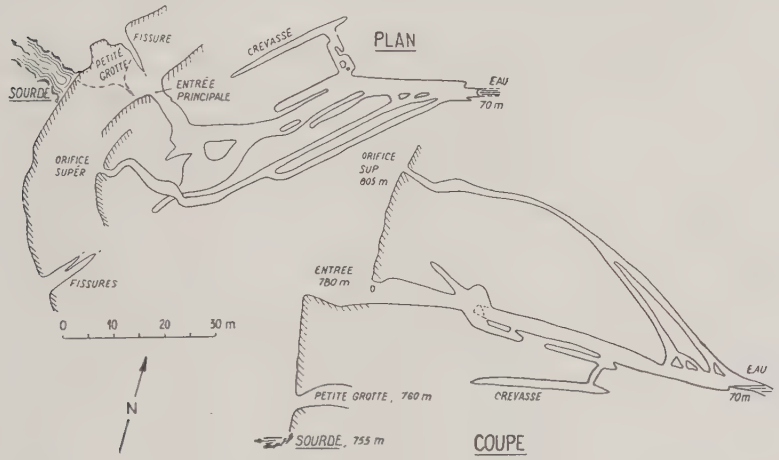


Fig. 16. — Plan et coupe de la grotte de la Sourde, montrant les anciens exutoires supérieurs.

Dans l'abrupt rocheux, au-dessous de l'entrée principale, existent encore plusieurs fentes et cavités parmi lesquelles nous mentionnerons *la petite grotte*, qui s'ouvre à 5 m au-dessus de la résurgence. Elle consiste en une caverne accessible sur une dizaine de mètres. Pendant les crues, elle livre passage à un fort afflux d'eau. Quand les eaux sont moyennes, on perçoit, à l'entrée, le bruit assourdi d'une lointaine

cascade souterraine ; c'est de cette particularité que la source tient son nom.

Les galeries des grottes de Môtiers et de la Sourde révèlent l'existence de deux directions préférentielles : l'une, voisine du plan de chevauchement principal et de la stratification : N 50° E ; l'autre, approximativement transversale : N 60° W. L'examen des diaclases, dans les massifs rocheux avoisinants, confirme la prédominance de ces deux orientations (fig. 15 B). Comme dans le cas de la Raisse, mais avec moins de netteté, les diaclases transversales se groupent autour de deux directions conjuguées.

Le réseau des galeries de la région de la Sourde, dont les orifices visibles s'échelonnent entre 760 et 805 m, indique que l'on se trouve en présence d'un point de résurgence déjà fort ancien. La raison en est l'ouverture précoce de la niche d'érosion de Môtiers par le Bied. La convergence des eaux superficielles et souterraines a été appelée par un concours favorable de circonstances tectoniques : d'une part, la déformation axiale du synclinal des Riaux, accompagnée d'une fissuration bien développée des calcaires jurassiques et, d'autre part, le chevauchement longitudinal, dont le double rôle a été expliqué plus haut. Il est probable qu'avant l'arrivée du glacier würmien, le point d'émergence de la Sourde était à un niveau inférieur à celui auquel elle jaillit actuellement. Le débordement d'une partie de l'eau karstique directement dans les alluvions peut être tenu pour certain (p. 214).

La source de la Sourde atteint un débit maximum de l'ordre de 5 m^3/s. Au cours des périodes sèches, elle tarit complètement en surface. Elle subit rapidement le contrecoup des précipitations, ainsi qu'en témoigne l'observation suivante : le 21 juin 1950, au cours d'une chute de pluie continue qui dura de 11 h. 45 à 14 h. 45, il tomba 20 mm d'eau au Chasseron et 16 mm à Couvet. A 15 h., soit trois heures et quart après le début de cette chute, la Sourde commençait à enfler. Elle atteignit son maximum dans la nuit suivante, c'est-à-dire le 22, vers 3 h. 30, puis diminua rapidement. La crue de l'Areuse à Môtiers, provoquée par la même vague de précipitations, s'amorça vers 21 h. seulement et passa par son point culminant le 22 à 9 h., alors que la Sourde était déjà en décroissance.

En 1928, MM. Studer et Jeannet ont coloré à la fluorescéine le ruisseau des Riaux dans son trajet sur les calcaires portlandiens précédant la cascade. Aucune trace de couleur n'a été observée à la Sourde. Il semble donc bien que le lit mineur du cours d'eau, situé presque exactement au-dessus de la grotte de Môtiers, soit étanche.

La source supérieure de Combe-Garot

A Combe-Garot, l'Areuse coupe obliquement la charnière de l'anticlinal du Soliat, à l'endroit où celui-ci subit sa forte descente axiale (p. 13). La voûte argovienne affleure dans le flanc N de la Montagne-de-Boudry, sur la rive droite, tandis qu'elle plonge sous les calcaires sus-jacents, dans les premières pentes de la rive opposée. Elle sépare ainsi les deux subdivisions hydrologiques du Val-de-Travers et de la Basse-Areuse.

Dans les calcaires séquaniens redressés du pied-droit septentrional du pli, jaillit, au bord de l'Areuse, à 535 m d'altitude, une résurgence de moyenne importance, dite *source supérieure de Combe-Garot.* La roche subit encore, en ce point, le contrecoup du chevauchement du synclinal du Val-de-Travers, dont la trace coupe l'Areuse à une cinquantaine de mètres en amont. Elle est passablement malmenée; les joints de stratification paraissent avoir subi des déformations ayant favorisé la création des voies d'eau.

La source « est captée dans l'intérieur de la montagne à un niveau de quelques mètres seulement supérieur à celui des hautes eaux de la rivière, par un tunnel à grande section de 20 m de longueur. Le débit minimum est de 2200 litres à la minute. Cette eau a une température régulière de 7 ½-9 degrés centigrades » (Hartmann, 1903, pp. 183-184). Elle est refoulée dans l'aqueduc d'alimentation en eau potable de Neuchâtel.

Jaccard (1883 *b*, p. 66) qui a suivi les travaux de captage de la source, la décrit en ces termes : « La *source supérieure*... est remarquable par la régularité de son débit, la pureté de l'eau et sa température presque invariable. Elle apparaît dans la berge de la rivière ; mais une galerie de 50 m m'a permis d'observer son cours souterrain influencé par une faille qui met en contact les marnes oxfordiennes avec le calcaire jurassique supérieur, probablement le Ptérocérien. »

Dans les années 1880, la source supérieure de Combe-Garot a suscité une longue polémique quant à sa provenance. Ritter (notamment 1883 *a*, 1884) la considérait comme une résurgence d'eau provenant d'infiltrations de la rivière, en amont. Jaccard (1883 *b*) prétendait, au contraire, qu'elle n'avait rien à faire avec l'Areuse et que son bassin d'alimentation était constitué par les terrains jurassiques du flanc N de la Montagne-de-Boudry. La « Commission d'experts chargée de l'examen des demandes de concession des forces motrices de La Reuse », en 1883, était de la même opinion, que des essais de coloration ultérieurs paraissent avoir confirmée (Hartmann, 1903, p. 185).

De Perrot (1898, p. 251) donne, dans ses graphiques hydrologiques, des courbes de débit fragmentaires relatives à la source de Combe-Garot. (L'auteur ne précise pas laquelle, mais on peut supposer qu'il s'agit de la source supérieure.) Elles permettent de se rendre compte de la faible variabilité de ce débit : le maximum excède rarement le double du minimum ; le cas ne s'est pas produit durant toute l'année 1898, par exemple.

b) Dérivations artificielles

En plus des trois résurgences qui viennent d'être décrites, il existe, dans le flanc méridional de la vallée, deux ouvrages importants qui ont des liens étroits avec la circulation générale des eaux souterraines : la mine d'asphalte de la Presta et la galerie de captage de Champ-du-Moulin.

La mine d'asphalte de la Presta

Les galeries de la mine de la Presta pénètrent dans l'Urgonien asphaltifère dont les bancs plongent, avec une faible inclinaison vers le S, à partir du pied du flanc méridional du Val-de-Travers (735 m). L'exploitation s'enfonce donc progressivement au-dessous de la vallée. Son point extrême atteint actuellement la cote de 660 m. Elle se développe en majeure partie dans la couche où la roche est constamment saturée d'eau et constitue, de ce fait, un vaste réseau de drainage d'une superficie de 0,35 km² environ. L'eau y pénètre sous la forme de nombreux suintements et de sources dont le débit varie entre 10 et 2000 l/min. Ces dernières affluent d'une série calcaire de 6 à 8 m d'épaisseur, comprise entre la couche asphaltique, au sommet, et les marno-calcaires de la zone de la Russille, à la base (Frey, 1922, p. 9). Au fur et à mesure de l'avancement des galeries, de nouvelles venues inférieures apparaissent, tandis que les sources supérieures tarissent progressivement. Cette règle n'est toutefois pas absolue : certaines veines élevées conservent leur activité, telle, par exemple, la source dite N° 1. Les venues principales paraissent dépendre les unes des autres par le lien d'importantes diaclases orientées dans les directions N 35 à 55° W.

Il paraît établi, à la suite d'essais de coloration effectués par la Direction de la mine, que l'eau ne provient pas d'infiltrations ou de pertes de l'Areuse, dont le lit est limoneux dans ces parages. Nous avons toutefois mentionné plus haut (p. 28) l'existence d'un petit entonnoir absorbant, en relation probable avec les calcaires du flanc méridional, qui s'est ouvert dans la rivière au cours des travaux de

correction de 1950. On ne peut donc pas exclure d'emblée la possibilité d'une relation entre les eaux superficielles ou phréatiques de la vallée et la circulation dans les calcaires encaissants.

Des essais manométriques effectués sur les sources les plus volumineuses ont montré qu'elles sont en relation avec des fissures dans lesquelles le plan d'eau s'élève au-dessus de 700 m. Le toit de la mine est très peu aquifère, ce qui s'explique par la présence, au-dessus de l'Urgonien, des couches marneuses du Crétacé moyen et de la Molasse. D'une manière générale, l'eau entre dans les galeries *per ascendum*. L'infiltration directe des précipitations au-dessus de la mine ne joue donc qu'un rôle réduit, en temps normal. Les volumes considérables d'eau qui sont extraits (fig. 17) impliquent un afflux général depuis les calcaires sous-jacents du Crétacé, voire du Jurassique.

Les galeries sont aménagées de façon à ce que toutes les eaux ruissellent dans une chambre sise au point le plus bas de la mine, d'où elles sont refoulées journellement dans l'Areuse. Le volume à évacuer augmente au fur et à mesure du développement de l'exploitation. Il a passé de 1 936 000 m³ (= 3680 l/min) en 1900 à 5 388 000 m³ (= 10 250 l/min) en 1955. Les quantités mensuelles extrêmes, au cours des dernières années, furent 546 600 m³ (= 12 200 l/min) en décembre 1954 et 221 800 m³ (= 5100 l/min) en septembre 1952. Un point à retenir de cette augmentation constante de l'afflux d'eau dans la mine est que, dans les conditions actuelles, l'alimentation naturelle de la roche aquifère compense encore, à l'échelon annuel, le déficit causé par le pompage. Autrement dit, il ne se produit pas un épuisement à longue échéance de la réserve.

La variation du débit est beaucoup moins considérable que celle de l'Areuse, comme le montre la figure 17. Afin de faciliter la comparaison, nous y avons représenté, non la valeur absolue des débits, mais leurs écarts mensuels en %, par rapport à la moyenne des neuf années considérées, qui est de 397 000 m³ pour la mine et de 12,6 m³/s pour l'Areuse. L'apport d'eau, dans la mine, subit les mêmes fluctuations que l'Areuse, mais d'une manière beaucoup plus atténuée. Les crues suivent la pluviosité avec des retards inférieurs à un mois. En règle générale, la fonte des neiges en mars provoque une augmentation du débit. Les mois estivaux à faible pluviosité entraînent de fortes diminutions. Les maxima donnent nettement l'impression d'être limités à une certaine valeur qui ne peut être dépassée. Ils s'alignent le long d'une courbe légèrement montante, passant peu au-dessus de la moyenne et reflétant l'augmentation générale de l'afflux avec le développement de la mine. Ces maxima correspondent indubitablement à une capacité-limite des voies d'eau dans la roche. Un phéno-

mène pareil n'existe pas pour l'Areuse : la circulation souterraine, dans le bassin de ses principales sources, dispose de conduits relativement plus vastes, opposant un freinage moindre et conférant au régime une variabilité plus considérable.

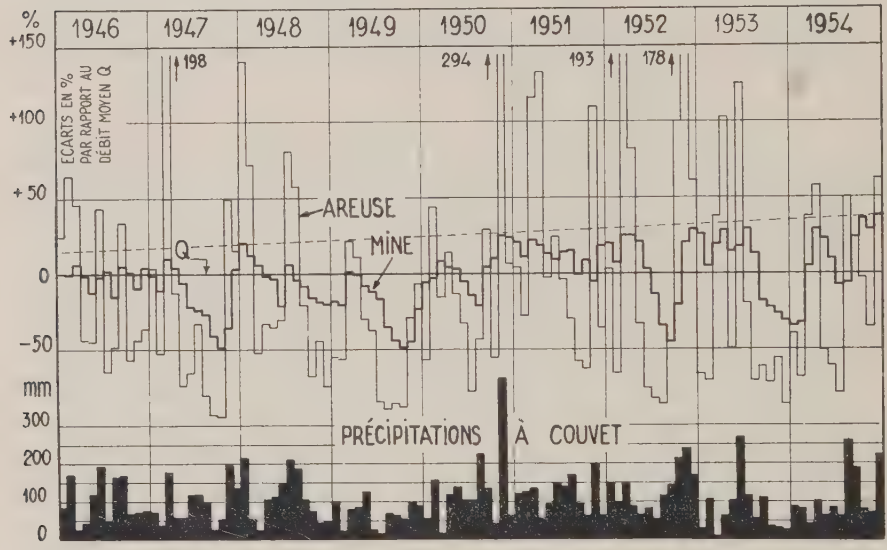


Fig. 17. — Comparaison entre le volume d'eau évacué par pompage, de la mine d'asphalte, et le débit de l'Areuse.

Les mesures de température et de conductivité suivantes, faites le 12 septembre 1949, se rapportent à quelques-unes des plus importantes venues d'eau de la mine :

TABLEAU 23

	T	K
	°C	m-m
Source 1	8,9	319
Cheminée Rocher	9,5	376
Radier Rocher	10,1	392
Salle des pompes	10,1	369
Galerie 14 (sortie du banc d'asphalte)	9,9	394
Galerie Rosat N° 2	9,1	356
Sortie des pompes	—	377

Pour des eaux occupant le flanc exposé au N de la vallée, la température est relativement élevée. Frey (1922, p. 24) en notant ce fait, leur attribue une origine profonde. La minéralisation totale, exprimée par la conductivité, atteint également des valeurs supérieures à la moyenne. Seule la source 1 diffère nettement des autres et représente un filon indépendant, dont l'individualité apparaît aussi dans le fait qu'il n'est pas influencé par l'approfondissement des galeries. La conductivité moyenne de 377 micromhos, mesurée à la sortie des pompes, constitue la résultante du mélange d'un grand nombre de veines différemment minéralisées. Les écarts de température et de salinité relevés entre des veines d'eau parcourant un même horizon aquifère et voisines les unes des autres, constituent un fait digne d'attention. Le drainage opéré par la mine suscite la convergence d'apports d'origines diverses.

La galerie de captage de Champ-du-Moulin

Cette galerie de 710 m de longueur a été creusée en 1934 pour parfaire l'alimentation en eau potable de Neuchâtel. Elle pénètre, perpendiculairement, dans le flanc méridional de la vallée, à 630 m d'altitude et traverse, en son début, le noyau crétacé et tertiaire du synclinal du Val-de-Travers (Jeannet, 1934, fig. 2). A 500 m de l'entrée elle coupe le plan de chevauchement, puis parcourt la série des calcaires jurassiques renversés du flanc N de l'anticlinal du Soliat. Elle s'arrête dans les premières assises de l'Argovien. Un barrage l'obture peu avant le chevauchement, qui permet de soutirer à volonté l'eau des calcaires jurassiques situés au-delà. Thiébaud (1937, p. 68) mentionne les principales zones aquifères.

La pression manométrique, derrière le barrage, s'élève jusqu'à un maximum de 11 atmosphères, lors des périodes très humides. Au cours des mois pauvres en précipitations, elle descend, même en l'absence de soutirage de l'eau. Dans les années très sèches, les niveaux aquifères s'abaissent naturellement jusqu'au-dessous de la galerie qui, de ce fait, se trouve privée d'eau.

La galerie intercepte donc des voies d'eau temporaires qui sont en relation avec des fentes dans lesquelles le niveau subit des fluctuations de plus de 110 m. Un drainage lent des calcaires jurassiques s'opère, par des chenaux longitudinaux à faible débit, au profit d'un exutoire situé sensiblement plus bas que la galerie et qui est vraisemblablement la source supérieure de Combe-Garot.

c) Sources locales des calcaires jurassiques

Dans le Val-de-Travers, il n'existe, à côté des deux résurgences de la Raisse et de la Sourde, qu'une seule autre manifestation hydro-

logique qui puisse être rapportée à la circulation des roches jurassiques supérieures : c'est un petit entonnoir, situé dans la berge droite de l'Areuse, à 600 m en amont du pont de Noiraigue (pt 545120/200230). Il fonctionne comme source, lors des crues ; en périodes sèches, il doit devenir absorbant, quoique nous ne l'ayons jamais constaté sûrement. L'Areuse se rapproche, en cet endroit, du flanc S de la vallée, formé par le Kiméridgien du pied-droit de l'anticlinal de Solmon. En dehors des périodes de crue, ce calcaire n'est manifestement pas aquifère au niveau du talweg : les éboulis importants qui occupent le pied de la pente ne montrent pas trace de résurgence, même temporaire, dans leur zone de contact avec la craie lacustre de la plaine. Nous admettons donc qu'ils sont drainés, jusqu'à une certaine profondeur, par la roche encaissante. Ce n'est qu'au moment des hautes eaux qu'un afflux se produirait à la surface du sol, sous la forme d'émergences telles que celle de l'entonnoir mentionné ci-dessus, laquelle n'est probablement pas unique. Heim et Jaccard (Rapport..., 1883, p. 86) affirment qu'il existe dans la berge de la rivière, près de Noiraigue, de vrais entonnoirs « où l'on voit l'eau disparaître dans le sol d'alluvions lorsque les eaux de la Reuse sont relativement plus hautes que celles des sources. En d'autres saisons, ces mêmes entonnoirs se transforment en sources ».

Sources de Champ-du-Moulin. — La décharge principale des calcaires jurassiques de l'anticlinal de Solmon occupant le versant S de la vallée, entre le Crêt-de-l'Anneau et Champ-du-Moulin, se produit en aval du Saut-de-Brot, sur la rive droite de l'Areuse. De nombreuses et importantes sources y jaillissent, dès l'endroit où la roche réapparaît, après avoir été recouverte par la moraine du Creux-du-Van sur 1,7 km de longueur. Elles s'échelonnent entre les altitudes de 657 et 635 m, sur une distance de près de 900 m et sont toutes utilisées pour l'alimentation en eau potable de Neuchâtel. (Il existe une bibliographie abondante à leur sujet et notamment : Ritter, 1883 *a*, p. 356 ; 1886 ; Rapport..., 1883, p. 79 ; Hartmann, 1903, p. 173 ; la situation et le détail des captages sont consignés dans le fichier des eaux du Laboratoire cantonal.) Certaines d'entre elles sont saisies à leur sortie du rocher tandis que d'autres sont captées par drainage, dans la masse des éboulis et de la moraine du pied de la pente. Cette masse est, en général, fermée du côté rivière par des limons alluviaux.

Les voies collectrices des sources parcourent les calcaires jurassiques. Ces derniers concentrent des eaux de diverses provenances : alimentation directe par les précipitations atmosphériques ; apports de la masse des terrains meubles sus-jacents, entre Noiraigue et le Saut-de-Brot ; afflux éventuels de la nappe phréatique de la vallée

ainsi que de l'Areuse, en amont de Noiraigue. Il faut d'ailleurs se garder d'une représentation trop schématique du rayon d'action des collecteurs. Il ne concorde pas nécessairement avec les limites tectoniques du flanc méridional de l'anticlinal de Solmon. Le caractère dominant de l'hydrologie karstique des gorges de l'Areuse est son manque d'unité. Cela nous fait hésiter à considérer l'ensemble du groupe de résurgences comme l'émissaire d'un système collecteur unifié (tel que celui des Raies à Buttes, par exemple). Les sensibles différences qui se révèlent dans la température et la conductivité électrique des eaux constituent un argument en faveur de l'opinion contraire :

La zone des résurgences supérieures (notamment des sources IV et du Tunnel) est le siège d'un afflux d'eau relativement chaude et minéralisée. Les températures de 9,0 à 9,4°, ainsi que les conductivités supérieures à 300 m-mhos, dépassent sensiblement celles des eaux des calcaires jurassiques situés derrière le barrage de la galerie V, ou celles des sources du noyau crétacé de Champ-du-Moulin (sources V ancienne, VI et VII). La tendance à l'hyperthermie de certaines des résurgences supérieures suggère une origine de l'eau plus lointaine que le flanc méridional des gorges et les rapproche des sources de la mine d'asphalte de la Presta (tableau 23).

TABLEAU 24

	Mars 1957		Sept. 1957	
	T	**K**	**T**	**K**
	°C	*m-m*	*°C*	*m-m*
Combe-Garot médiane	9,7	362	10,4	391
» supérieure	7,9	236	8,0	239
Rochefort	8,7	290	—	300
Eperon	9,1	318	9,1	340
Verrière	8,5	311	9,4	322
Source VII (Cerisiers)	6,8	227	6,8	240
» VI, veine SW	6,4	216	7,1	237
» V, barrage	—	217	6,7	271
» IV, veine S	9,4	331	9,4	375
» III, galerie	8,0	277	8,9	364
» III *ter*, veine SW	8,8	336	9,6	375
» I	7,6	289	7,7	317
» du tunnel, veine W	9,0	314	9,5	379
» supérieure	6,9	289	7,6	330

Certaines des sources réagissent rapidement lors des pluies, tandis que d'autres présentent un retard d'écoulement qui, d'après Jaccard (1883 *c*), atteindrait plusieurs semaines. Ce fait dénote aussi l'absence d'unification dans le drainage karstique.

Au reste, les sources de Champ-du-Moulin ont un caractère peu variable (Ritter, 1884, p. 25 ; *id.* 1886, Anonyme, 1885). D'après les jaugeages effectués régulièrement par les Services industriels de Neuchâtel, leur débit total oscille entre 4000 et 16 000 l/min (Schenker, 1948, p. 299).

Sources de la Verrière (r. dr.). — Un autre groupe de résurgences existe sur la rive droite de l'Areuse, dans la partie aval du méandre de la Verrière. Les six principales d'entre elles forment un alignement de 150 m de longueur, entre 565 et 570 m d'altitude. Elles sortent parmi les blocs éboulés de la berge, qui recouvrent les affleurements du Portlandien supérieur, du Purbeckien et du Valanginien inférieur.

Par leur situation, ces sources appellent immédiatement l'hypothèse d'une résurgence d'eau de l'Areuse s'infiltrant en amont du méandre. Des mesures de température et de conductivité de l'eau faites à deux reprises viennent à l'appui de cette supposition.

d) Sources locales du Crétacé

Synclinal du Val-de-Travers

Le Crétacé du synclinal du Val-de-Travers commence à affleurer dans le versant S de la vallée, à partir de la région du Vanel, grâce à la forte montée axiale qui affecte le pli. De cet endroit jusqu'à Champ-du-Moulin, ce dernier occupe exclusivement les pentes méridionales. Plus en aval, il se rapproche du talweg puis passe progressivement sur la rive gauche. Le chevauchement parcourant l'aile méridionale du synclinal y provoque une discordance importante, entre les calcaires jurassiques et le noyau crétacé-tertiaire.

A 500 m à l'E du Vanel, jaillissent de la moraine (?) recouvrant les calcaires hauteriviens, deux sources temporaires, entre 840 et 860 m. Elles entrent en activité lors des périodes très pluvieuses ou dans les fontes rapides de la neige et coulent pendant quelques jours seulement. Leur débit peut atteindre plusieurs centaines de litres à la minute.

La zone sourcière la plus importante du noyau crétacé se trouve dans la région de Champ-du-Moulin. Ses eaux, captées et conduites dans l'aqueduc de Neuchâtel, apparaissent principalement en trois points. (La désignation en chiffres romains correspond à la numérotation adoptée par Neuchâtel.)

Source de la Colombière (source V). — Cette source jaillissait autrefois des éboulis du pied de la montagne, à 450 m en amont de Champ-du-Moulin. D'après Hartmann (1903, p. 176), elle possédait un débit très instable, dont le minimum s'élevait à 550 l/min. Après chaque forte chute de pluie, elle se troublait. En 1934, le percement de la galerie de Champ-du-Moulin (p. 163) supprima la source. La roche aquifère se décharge maintenant dans les 70 premiers mètres de l'ouvrage par 7 fissures principales. L'eau en est rassemblée dans un canal indépendant.

Groupe de la source VI. — Ce groupe comprend trois sources principales, jaillissant entre 660 et 755 m, au S du hameau de Champ-du-Moulin. La position stratigraphique exacte de leur point d'émergence est difficile à préciser, du fait qu'elles sont saisies par drainage dans les dépôts meubles superficiels. Les deux plus importantes paraissent provenir de la zone centrale du pli, formée, selon Schardt et Dubois (1903), par la Molasse et l'Urgonien. Le débit total des captages varie entre 300 et 3300 l/min.

Source des Cerisiers (source VII). — Elle jaillit au pied d'une petite paroi de calcaire hauterivien, à l'altitude de 665 m, au-dessus du hameau de Champ-du-Moulin. Hartmann (1903, p. 177) la considère comme peu importante et de caractère variable. Son débit varie entre 30 et 1100 l/min. (1921 : tarie).

Le caractère le plus saillant des sources du noyau crétacé est une variabilité élevée, en regard de celle des résurgences jurassiques de la région du Saut-de-Brot. Ce fait dénote le règne d'une circulation rapide au sein de la roche aquifère, tout au moins dans les périodes pluvieuses. Elle est imputable, en premier lieu, au caractère superficiel des terrains perméables et imperméables du Crétacé. Toutefois, une influence superposée des calcaires jurassiques n'est pas exclue. Ceux-ci se trouvent en contact anormal avec les horizons sourciers, grâce au chevauchement, et nous avons vu que leurs cavités peuvent être remplies d'eau jusqu'à 740 m au moins (p. 163).

Synclinal des Riaux

Le synclinal des Riaux possède un noyau crétacé continu de Buttes à Travers. Celui-ci est subdivisé, dans sa partie occidentale, par des replis ainsi que par des fractures longitudinales et transversales. A partir de Môtiers vers le NE, il présente, par contre, une structure synclinale simple et est dépourvu de fractures importantes.

De nombreuses sources accompagnent l'affleurement de ses terrains. Nous signalerons les plus importantes :

Source du Plan-des-Auges. — Cette source jaillit des calcaires hauteriviens à 1 km au SE de Buttes. Elle est captée sommairement par drainage dans les éboulis. Son débit apparent varie beaucoup ; il est de 20 l/min à l'étiage.

Sources du Breuil. — A l'E de la ferme du Breuil, la gorge de la Poeta-Raisse coupe perpendiculairement le noyau crétacé du synclinal. Sur le côté gauche de la saignée, les calcaires valanginiens donnent naissance à trois groupes de sources très variables.

Sources de la Gotta. — A quelques centaines de mètres au S de la résurgence de la Sourde, les calcaires valanginiens, isolés du Jurassique par le Purbeckien, donnent naissance à un groupe de sources. Leur zone d'émergence correspond à la dépression axiale maximum du synclinal. Elles sont captées par drainage, dans les dépôts superficiels, pour l'alimentation du village de Môtiers et ont un débit minimum d'une centaine de litres par minute.

Sources des Riaux. — Le fond du vallon des Riaux est jalonné, entre 890 et 1020 m, par un alignement de sources. Les moins variables, situées à l'extrémité aval du groupe, sont utilisées pour l'alimentation de Môtiers. Elles émergent de la moraine, mais paraissent avoir des liens avec le calcaire valanginien sous-jacent. Les veines supérieures non captées apparaissent dans la zone des terrains valanginien supérieur-hauterivien inférieur.

Source des Chénées (960 m). — Cette résurgence jaillit parmi les éboulis du fond du petit ravin des Chénées, au voisinage de la zone de contact des calcaires et marnes hauteriviens. Selon Jeannet (1927 *a*) le ravin est creusé le long d'un décrochement oblique, qui interrompt la continuité des horizons imperméables purbeckien et hauterivien, de sorte que le bassin récepteur de la source pourrait inclure les calcaires jurassiques de la région de Vers-chez-Pilliot. Nous devons remarquer, toutefois, que la source constitue apparemment l'unique décharge d'un lambeau de calcaires hauterivien et urgonien qui remplit la gouttière des marnes hauteriviennes, au NE. Celui-ci mesure au moins 0,7 km², superficie plus que suffisante pour fournir un débit qui, selon Jeannet, s'élève à « plusieurs centaines de litres à la minute ».

Source Delachaux (960 m). — Elle sourd des calcaires hauteriviens, à proximité du chevauchement qui marque le contact anormal des deux synclinaux des Riaux et du Val-de-Travers. L'eau en est saisie à la sortie du rocher au moyen d'une petite galerie de 5 m, creusée dans les éboulis, et utilisée pour l'alimentation de Travers. Le débit du captage varie dans une forte proportion. Il est de 40 à 60 l/min à l'étiage.

e) Vue d'ensemble sur la circulation dans le flanc méridional du Val-de-Travers

Les indications fournies par les exutoires du flanc jurassique de la vallée, entre Buttes et Combe-Garot, permettent de dégager quelques-uns des caractères généraux de la circulation karstique dont celui-ci est le siège.

Le point de convergence primitif des voies souterraines est la région de la cluse du Bied de Môtiers, ainsi qu'en témoigne le réseau bien développé des galeries des grottes de la Sourde et de Môtiers, dont les orifices s'échelonnent entre un niveau inférieur au talweg actuel et 805 m. L'afflux des eaux en cet endroit suppose l'existence de larges communications dans le sens longitudinal, pour la création desquelles le chevauchement doit avoir joué un rôle prépondérant. Plus tard, une décharge accessoire s'est créée à la Raisse, à la suite d'une érosion (peut-être glaciaire) qui a dégagé une des voies longitudinales liées au chevauchement.

Ainsi, les calcaires jurassiques du flanc méridional du Val-de-Travers possèdent un drainage karstique unifié, pourvu de deux exutoires à altitudes égales (755 m). Dans *les gorges de l'Areuse*, par contre, les conditions sont bien différentes. La source de Combe-Garot n'est pas comparable en importance aux deux précédentes. Toutefois, dans son cadre géologique particulier, elle occupe une position significative. Le drainage des calcaires jurassiques du flanc méridional des gorges (comme, d'ailleurs, celui du flanc septentrional) s'opère par de nombreux réseaux de fissures plus ou moins indépendants les uns des autres, qui donnent naissance à autant de sources émergeant le long de la rivière. Tout se passe comme si l'abaissement du talweg, par l'active érosion du cours d'eau, provoquait un enfoncement rapide des voies collectrices au sein de la roche, sans laisser à la corrosion le temps de développer les communications longitudinales nécessaires à l'unification du drainage. Dans le flanc méridional, cependant, une *tendance* à l'unification se manifeste clairement. Elle a pour siège les calcaires du pied-droit de l'anticlinal du Soliat, barrés au N, jusqu'à un niveau sensiblement supérieur à celui de la rivière, par le noyau

crétacé et molassique du synclinal du Val-de-Travers. La grande fracture du chevauchement qui les parcourt y favorise la création accélérée d'un système collecteur longitudinal à débit modéré, dont la source de Combe-Garot constitue l'issue. Cette hypothèse nous paraît appuyée par les observations manométriques de la galerie de Champ-du-Moulin (p. 163). La source de Combe-Garot, à 535 m d'altitude, serait donc l'exutoire d'un réseau de fentes dans lesquelles les niveaux aquifères s'élèvent occasionnellement à 740 m au moins (hauteur correspondant à la pression maximum mesurée dans la galerie). On se trouve ici en présence d'un corps karstique qui offre un caractère typique de jeunesse, selon le schéma de Lehmann (1932), à savoir une circulation relativement lente et des fluctuations de niveau considérables causées par l'étroitesse des canaux de décharge. La faible variabilité du débit de la source de Combe-Garot en est une conséquence.

6. Flanc septentrional du Val-de-Travers, en aval de Buttes

La distribution des principaux terrains affleurants, dans les 37 km² constituant cette subdivision, est donnée au tableau 3. L'impluvium de la circulation karstique, au-dessus du niveau des alluvions du talweg, est d'environ 21 km². Cette circulation est caractérisée par un degré de division qui s'accroît d'amont en aval. La distinction entre sources principales et sources locales devient de moins en moins tranchée. Les principales zones de résurgence se trouvent aux endroits où l'Areuse ouvre des brèches dans le flanc du synclinal : au sortir du cirque de Saint-Sulpice, au Crêt-de-l'Anneau, au Saut-de-Brot et à la Verrière. Cette particularité indique que les voies collectrices principales ont une orientation longitudinale ; elles empruntent les joints de stratification et les fractures parallèles au plissement.

a) Sources principales

Sources du Pont-de-la-Roche

La semi-cluse du Pont-de-la-Roche, par laquelle l'Areuse s'échappe du cirque de Saint-Sulpice, coupe, à 750 m, les couches jurassiques et crétacées du flanc du synclinal, ainsi que le plan de chevauchement qui provoque leur contact anormal.

Sur la lèvre occidentale de la saignée, les calcaires jurassiques se déchargent par plusieurs sources échelonnées sur quelque 200 mètres de longueur, au niveau du Séquanien et du Kiméridgien. Deux d'entre

elles sourdent à proximité du petit ruisseau du pré des Iles, à la base d'éperons rocheux saillants (N° 1 et 2 du tableau 25). D'autres s'échappent un peu plus en aval, dans le lit même de l'Areuse. La dernière apparaît parmi les blocs de la berge droite, à 5 m en amont du pont de la Roche (N° 3).

Il est difficile de préciser le débit de ces résurgences du fait qu'elles émergent au contact des eaux superficielles. Pour celles qui sont observables, il atteint l'ordre de grandeur de quelques centaines de litres par minute. Fort probablement, elles ne constituent que le trop-plein de la décharge, celle-ci s'opérant également par voie souterraine dans les alluvions du talweg.

Le tableau 25 donne trois séries de mesures relatives à ces sources, l'une en hiver, les autres en été :

TABLEAU 25

	29.VIII.56		1.II.57		7.VI.58	
	T	K	T	K	T	K
	°C	m-m	°C	m-m	°C	m-m
Nappe phréatique du pré des Iles	9,5	355	6,5	355	8,4	375
Source N° 1	8,4	301	7,2	295	8,2	320
» N° 2	8,0	288	8,0	288	8,1	305
» N° 3	–	–	8,1	322	8,2	352
Areuse	7,5	305	7,2	288	10,4	318

Chacune des trois sources karstiques examinées présente un certain degré d'indépendance, par sa température et sa conductivité. La source N° 1 révèle une température variable qui contraste avec la constance de la source N° 2. Les mesures de l'eau de l'Areuse et de l'une des émergences de la nappe phréatique du pré des Iles sont données à titre comparatif.

Dans les rochers dominants, s'ouvre, à l'altitude de 850 m environ, la grotte dite du Chapeau-de-Napoléon. L'exploration en a été faite jusqu'à une profondeur de 81 m, soit approximativement jusqu'à 20 m au-dessus du niveau de l'Areuse. La galerie terminale aboutit à un « trou souffleur » impénétrable.

Sur le bord oriental de la semi-cluse, les eaux souterraines sont concentrées en deux résurgences. *La principale d'entre elles* sourd au pied d'une petite paroi de Kiméridgien supérieur, à l'angle W de la carrière communale du Pont-de-la-Roche. L'eau monte par une fissure ouverte et s'épanche sur le sol, en donnant naissance à un ruisseau qui se jette dans l'Areuse distante d'une cinquantaine de mètres. Bien que le point soit situé à 200 m du plan de chevauchement, en

distance horizontale, la roche montre une abondante fissuration. La diaclase subverticale par où l'eau afflue (N 40° W) s'efface subitement à quelques mètres au-dessus du sol.

L'exploitation de la carrière a mis à découvert, à une quarantaine de mètres de la source, une cheminée verticale dépourvue d'orifice supérieur. Actuellement, cette cavité est éventrée par une fenêtre latérale située à un mètre au-dessus du niveau du sol. Ses parois présentent une extrême irrégularité. L'eau qu'elle contient en profondeur alimente *une seconde source* émergeant d'une manière dispersée parmi les détritus rocheux du fond de la carrière. Dans les périodes très humides, la cheminée est le siège de deux phénomènes distincts : d'une part, elle draine les eaux des calcaires avoisinants, lesquelles forment une petite cascade intérieure de quelques dizaines de litres par minute. D'autre part, le plan d'eau inférieur s'élève jusqu'au niveau de la fenêtre et y provoque une résurgence auxiliaire dont le débit peut atteindre 200 l/s (Pl. 2, 13 janvier 1955).

Au cours des périodes de crue, des sorties d'eau accessoires peu importantes apparaissent dans la zone du Séquanien, à proximité de la route conduisant à Saint-Sulpice.

Les sources du Pont-de-la-Roche, dont le débit maximum est de l'ordre de 500 l/s, ont une activité temporaire. Elles tarissent en périodes sèches. Comme l'eau leur parvient visiblement *per ascendum*, il est probable que des débordements se produisent dans les alluvions du talweg, à un niveau inférieur, ce qui explique le caractère discontinu de l'écoulement en surface. Par temps sec, on peut suivre l'abaissement du plan d'eau dans la fissure de la première source, jusqu'à près de deux mètres de profondeur. En été, il suffit d'un fort orage pour rendre une activité momentanée aux deux exutoires. Cette particularité présume l'existence d'une circulation rapide au sein de la roche.

Le bassin de réception des sources comprend, en premier lieu, l'aire d'affleurement des calcaires jurassiques du flanc du synclinal, entre Fleurier et Couvet. Toutefois, celle-ci présente une superficie limitée, aussi est-il possible que les terrains adjacents et notamment le crétacé, entrent pour une certaine part dans le champ collecteur.

Sources du Crêt-de-l'Anneau

La semi-cluse du Crêt-de-l'Anneau ouvre une brèche dans le flanc N du synclinal du Val-de-Travers, en entamant successivement tous les horizons calcaires, du Valanginien au Séquanien.

Le long du côté gauche de cette semi-cluse, à l'altitude moyenne de 731 m, jaillissent des sources en nombre élevé. Les premières

apparaissent à 200 m au N de l'hôtel du Crêt-de-l'Anneau, dans le Portlandien moyen. De là, jusqu'à la bifurcation de la route de Rosières, au niveau du Séquanien inférieur, elles se succèdent, sur une distance de 650 m. Les plus volumineuses apparaissent dans la zone du Kiméridgien supérieur, où, lors de très gros afflux, des émergences auxiliaires entrent en activité à quelques mètres au-dessus du pied de la pente. La roche en place n'affleure pas ; toutes les sources sortent des éboulis.

Les résurgences du Crêt-de-l'Anneau ont une activité limitée à quelques semaines par année. Toutefois, il est avéré que l'afflux d'eau des calcaires ne cesse pas avec le tarissement superficiel. D'une part, les drainages des prés situés au pied de la pente continuent à couler abondamment pendant un certain temps après la disparition des sources. D'autre part, lors de l'établissement de la culée S du pont sur la ligne de chemin de fer, au Crêt-de-l'Anneau, le calcaire valanginien s'est révélé très aquifère en profondeur : au mois de mai 1956, une tranchée creusée dans la craie lacustre, a rencontré ce calcaire à la profondeur de 5 m (env. 725 m d'altitude). Alors que les sources superficielles étaient taries, l'afflux d'eau de la roche, au fond de la fouille, s'est maintenu à 1500 l/min durant toute la semaine du 14 au 21. Lorsque le pompage d'évacuation était interrompu, l'eau s'élevait rapidement dans la tranchée jusqu'à 3,7 m au-dessous du sol (726,3 m).

Les deux observations précédentes nous incitent à conclure qu'un écoulement souterrain a lieu des calcaires dans le remplissage limoneux de la vallée. Ce dernier ne forme donc pas un barrage absolument étanche devant le massif rocheux. Toutefois, le tarissement des sources est probablement lié aussi à un abaissement général des plans d'eau dans la roche par l'effet du niveau de base plus lointain des gorges de l'Areuse.

Le nombre élevé des exutoires du Crêt-de-l'Anneau fait supposer que les voies collectrices empruntent les joints de stratification. De plus, chacun des canaux paraît avoir un certain degré d'indépendance, ainsi que le montre la température des eaux. Lors de la crue du 30 novembre 1950, causée par une fonte rapide de la neige sous l'effet de la pluie, les sources les plus volumineuses (Kiméridgien supérieur) accusaient les températures les plus basses (7,8-7,9°). Les températures élevées (8,0-8,1°) correspondaient nettement aux veines de faible débit. Le réchauffement plus grand de celles-ci est normal, mais présume un cheminement indépendant sur la dernière partie du trajet souterrain.

Le débit total des sources apparentes est difficile à estimer. Nous admettons qu'il atteint l'ordre de grandeur de 1 m^3/s au maximum. Le bassin de réception s'étend aux aires d'affleurement des calcaires

jurassiques et valanginiens du flanc septentrional du synclinal, au N de la région Couvet–Travers. La limite du partage des eaux avec le bassin de la source de la Noiraigue n'est pas déterminée d'une manière précise par le relief tectonique. La voûte séparatrice de Solmon est encore incomplètement différenciée (Pl. 6). Le synclinal des Ponts communique avec celui du Val-de-Travers par un « col », situé dans la région de la combe Pellaton, où les marnes argoviennes sont inférieures à 800 m.

Aucune résurgence apparente n'existe sur la bordure orientale de la semi-cluse du Crêt-de-l'Anneau. Les eaux des calcaires attenants se dirigent vers les exutoires des gorges de l'Areuse (p. 164).

b) Sources locales des calcaires jurassiques

Sources de l'Ubena. — La paroi orientale du cirque de Saint-Sulpice coupe un réseau de voies collectrices de la circulation qui règne dans les calcaires de la voûte anticlinale, légèrement déprimée, de Trémalmont. Ces voies aboutissent à l'air libre au niveau de l'Argovien supérieur, près du bord S de la dépression faîtière, là où les couches se relèvent. Il semble bien que cette dernière soit la cause principale des sources, d'une part, parce qu'elle constitue un petit bas-fond vers lequel convergent les eaux souterraines et, d'autre part, grâce aux fissures tectoniques qui l'accompagnent. La zone d'émergence se trouve dans une partie rocheuse affectée de plissements secondaires très accentués et accompagnés de fractures.

En périodes de hautes eaux, deux veines principales sourdent par deux cavités horizontales, sises à une trentaine de mètres l'une de l'autre et à altitude égale (environ 930 m). La cavité SE constitue l'issue d'une grotte étroite, sensiblement horizontale, qui a été explorée sur une longueur de 115 m.

A l'étiage, les sources, réduites à quelques centaines de litres par minute, apparaissent d'une manière diffuse parmi les cailloutis formant le lit du torrent, en aval des deux cavités.

Source du Crêt-du-Tourniron (Couvet). — A Couvet, la gorge du Sucre forme une brèche profonde dans les calcaires jurassiques supérieurs et crétacés du flanc N du synclinal. Le fond de ce sillon d'érosion est rempli par du limon lacustre, qui repose probablement sur des alluvions anciennes ou de la moraine et qui est recouvert, à son tour, par le cône de déjections récent du torrent. Les matériaux de celui-ci s'élèvent à un niveau sensiblement supérieur au talweg, aussi est-il compréhensible qu'aucune résurgence n'apparaisse à la base des pentes rocheuses. Par contre, à 1 km en aval de Couvet, au pied du Crêt-du-Tourniron, le calcaire portlandien supérieur n'est plus

masqué que par un mince revêtement de matériaux superficiels. Au cours des périodes extrêmement pluvieuses, une source importante jaillit en cet endroit. Lors des travaux de correction de l'Areuse, en 1951, un captage et un canal d'évacuation souterrains ont été établis, de sorte qu'actuellement elle ne manifeste plus sa présence en surface.

La source n'entre pas en activité chaque année, mais lorsqu'elle se met à couler, c'est en général pour une durée de quelques semaines. Le cas se produisit au mois de novembre 1950, durant lequel il tomba 421 mm d'eau à Couvet et 531 à Saint-Sulpice. Le 30 novembre, son débit était de l'ordre de 1000 l/min. Elle ne paraît pas constituer le trop-plein momentané de canaux inférieurs à écoulement rapide, comme la Baume de Longeaigue par exemple. Il faut considérer, plutôt, qu'elle est causée par une montée exceptionnelle des niveaux dans un système de fissures dont la vidange s'opère lentement, du fait de l'exiguïté générale des orifices.

Une mesure de la température et de la conductivité de cette source, faite le 30 novembre 1950, révèle des valeurs élevées : $t = 10{,}7°$ et $k = 343$ m-mhos. La température suggère, soit une remontée d'eau profonde, soit un passage dans un massif rocheux non refroidi par une circulation aquifère permanente.

Les calcaires jurassiques du flanc septentrional des gorges de l'Areuse constituent le plus bel exemple d'une circulation karstique non unifiée. Ils se déchargent par de nombreuses sources concentrées en deux endroits : en aval du Saut-de-Brot et à la Verrière.

Sources du Saut-de-Brot (rive gauche). — Depuis le bas du Saut-de-Brot, sur une distance de 500 m environ, les calcaires kiméridgiens inférieurs livrent passage à de nombreuses veines d'eau qui formaient jadis des sources émergeant à proximité du lit de l'Areuse. Ritter (1883 *a*, p. 352) en décrit dix-sept. Elles ont été interceptées, dans la roche, par une galerie de captage parallèle à la rivière et à un niveau sensiblement égal (650-640 m), qui conduit leurs eaux à l'usine des Moyats, d'où elles sont refoulées à la Chaux-de-Fonds.

Cette galerie traverse une roche très fissurée, mais les diaclases ouvertes par la corrosion ont de faibles dimensions, aussi les arrivées d'eau sont-elles de petit débit. La plupart des joints de fracture ne montrent même pas de suintements. Dans quelques cas, des fentes primitivement élargies (env. 1 cm) portent, sur leurs bords, un revêtement de calcite cristallisée qui réduit l'ouverture à moins d'un millimètre. Sur un certain tronçon, la galerie s'approche à quelques mètres du remplissage alluvial du talweg : elle y récolte de nombreux suintements et filets d'eau représentant la décharge de la roche sa-

turée par le débordement de la nappe phréatique. La galerie constitue, en quelque sorte, un équivalent des voies *longitudinales* naturelles qui provoquent l'unification du drainage karstique dans les deux flancs du synclinal, au Val-de-Travers.

Le débit total des eaux captées s'élève à 1800 l/min à l'étiage et il se révèle peu variable. Le bassin de réception est formé, théoriquement, par l'aire d'affleurement du Séquanien sur la rive gauche, à partir de la semi-cluse du Saut-de-Brot en direction de l'E. Toutefois, cette surface paraît relativement exiguë en regard du débit. Comme autre origine de l'eau, on pourrait prendre en considération un apport depuis les calcaires jurassiques de l'autre rive ou éventuellement des infiltrations de la rivière se produisant dans la traversée de la semi-cluse.

En aval de l'usine des Moyats, les émergences d'eau du flanc rocheux ne cessent pas complètement, mais elles paraissent peu importantes et ne sont pas captées. Les 180 m de Kiméridgien et de Séquanien *traversés perpendiculairement à la stratification* par la galerie des Moyats (p. 143) ne livrent qu'une centaine de litres par minute en périodes de hautes eaux. A partir de Champ-du-Moulin, la base du versant calcaire disparaît sous un placage de matériaux glaciaires qui n'est autre que la partie supérieure du bouchon obstruant l'ancien talweg (p. 83). Dans les parages de la Verrière, la roche encaissante se révèle très aquifère sous ces matériaux de faible perméabilité.

Source de la Verrière (rive gauche). — Lors de l'exécution du tunnel de chemin de fer de la Verrière, au cours des années 1865-1874, il se révéla nécessaire de consolider le terrain sous-jacent par un drainage général (Hartmann, 1903, p. 179). Celui-ci fut opéré à grands frais, à l'aide d'un réseau de galeries qui récoltent, entre 570 et 670 m, toutes les veines d'eau existant dans la masse du remplissage de l'ancien talweg. Plusieurs ouvrages furent poussés au N, jusqu'aux calcaires encaissants où ils captent d'importants afflux d'eau.

La disposition des drains nous indique donc que, d'une part, l'eau doit être fournie en majeure partie par le versant jurassique de la vallée (Ritter, 1883 *a*, p. 369) et que, d'autre part, les matériaux du remplissage n'ont pas une perméabilité générale, puisqu'il a fallu les assainir dans toute leur épaisseur.

Toutes les eaux sont rassemblées dans une galerie inférieure dont l'issue se trouve près de l'Areuse. Elles sont utilisées pour l'alimentation de Neuchâtel. De Perrot (1898) donne, dans ses graphiques hydrologiques, des courbes de débit d'une source de la Verrière pour les années 1891-1898, dont il ne précise pas si elles se rapportent à la galerie.

Source de l'Eperon (562 m). — Le massif des calcaires aquifères de la Verrière est drainé, à 150 m en aval de la source précédente, par une galerie creusée en 1906, dans une direction à peu près perpendiculaire à la stratification. Elle traverse, sur 154 m de longueur, le Portlandien inférieur et le Kiméridgien.

Source de Rochefort (558 m). — En aval de la Verrière, l'Areuse pénètre dans le noyau crétacé du synclinal du Val-de-Travers. Toutefois, un méandre, au N de la Roche-Jaune, lui fait toucher à nouveau les calcaires jurassiques sur un court tronçon. A proximité du contact Portlandien-Purbeckien, du côté amont du méandre, jaillit la résurgence dite de Rochefort. Elle est captée par une courte galerie de 15 m de longueur, et son eau est utilisée, comme celle de la source précédente, pour l'alimentation de Neuchâtel.

c) Sources locales du Crétacé

Le flanc septentrional du Val-de-Travers est occupé par des lambeaux étendus de terrains crétacés qui provoquent la formation de nombreuses sources. La plupart de ces dernières sont de faible débit. On trouvera des renseignements à leur sujet dans les monographies de Rickenbach (1925) et de Thiébaud (1937) ainsi que dans le fichier des eaux du Laboratoire cantonal. Nous nous bornerons à mentionner les plus importantes.

Source de la Tailleu (791 m). — Elle est captée par deux courtes galeries dans les calcaires urgoniens inférieurs, pour l'alimentation de Boveresse. Son débit varie entre 30 et 200 l/min.

Sources d'Auge-Belin. — Sur les pentes situées au N de la ligne Boveresse–Couvet, le placage crétacé présente une inclinaison générale à peu près pareille à celle du sol, mais il est déformé, dans le détail, par plusieurs replis. Dans les parages d'Auge-Belin, à l'W et au SW du hameau de Plancemont, l'Hauterivien supérieur possède une circulation superficielle qui donne naissance à un nombre considérable de petites sources, permanentes ou temporaires. Lors d'une période très humide, nous en avons dénombré une cinquantaine, d'importances diverses, dans un espace de 0,25 km² s'étendant au N de la ligne de chemin de fer. Les meilleures d'entre elles sont captées et utilisées, tandis que les autres ruissellent dans les prés. En certains points, on les voit jaillir directement du rocher ; ailleurs, elles diffusent dans un revêtement terreux ordinairement mince et forment des taches marécageuses. D'une manière générale, leur importance et leur régularité

croissent en raison inverse de leur altitude. Au moment des hautes eaux, elles totalisent un débit d'au moins 2000 l/min.

Ces sources illustrent un cas intéressant de circulation karstique, où la stratification en couches minces et bien litées de l'Hauterivien, conjuguée avec une fissuration de détail, joue un rôle déterminant. Les joints de stratification empêchent la pénétration en profondeur des eaux infiltrées, un peu à la manière des tuiles d'un toit, et tendent à les ramener en surface.

En dehors de la région d'Auge-Belin, les sources visibles sont moins nombreuses et il ne semble pas qu'elles évacuent la totalité des eaux recueillies par les calcaires. Une partie de celles-ci passe dans le Crétacé plongeant sous le noyau limoneux de la vallée. Signalons, à ce propos, l'existence d'un puits creusé dans le calcaire hauterivien, à la ferme du Gibet. Le niveau de l'eau s'y maintient entre 4 et 5 m de profondeur (c'est-à-dire, au-dessous de celui de la nappe phréatique de la vallée) et il est réputé peu variable.

Sources du Mont-de-Couvet. — Le Mont-de-Couvet est coiffé d'un lambeau de Crétacé grossièrement triangulaire et légèrement déprimé en forme de gouttière descendant vers le SW. Au point bas de l'affleurement du Purbeckien jaillit le groupe des sources de la Fontaine Verte, à 860 m d'altitude. Les meilleures d'entre elles sont captées pour l'alimentation d'un réseau de distribution particulier à Couvet. Leur débit est relativement peu variable.

Quelques sources de caractère très variable sourdent également du Valanginien, dans la partie S du lambeau, près des Grands-Champs, entre 920 et 980 m. Lors des périodes très pluvieuses ou à la fonte rapide des neiges, plusieurs résurgences supplémentaires entrent en activité pour la durée de quelques heures. Elles fournissent au torrent du *Crozet* un apport d'eau pouvant atteindre 200 l/s.

Source du Loclat (732 m). — L'entonnoir du Loclat s'ouvre dans la craie lacustre, devant le front du cône alluvial de la combe Bayon. Il mesure 70 m de diamètre et 8 m de profondeur. Un second entonnoir, de moindres dimensions, s'ouvrait autrefois un peu plus au N ; il est aujourd'hui comblé.

En temps normal, l'entonnoir du Loclat est rempli d'eau et son trop-plein s'écoule dans l'Areuse avec un débit pouvant atteindre 300 l/s. Au cours des mois secs de la saison chaude, il se vide progressivement et complètement par le fond. Avant les travaux de correction de l'Areuse, il communiquait avec celle-ci au moyen d'un fossé. Lorsqu'il était vide, il absorbait un filet d'eau arrivant depuis la rivière, par ce fossé.

Les oscillations du plan d'eau du Loclat sont donc supérieures à 8 m. Une telle amplitude ne peut être rapportée aux fluctuations de la nappe phréatique des terrains limoneux circonvoisins. Celle-ci serait bien incapable, au surplus, de fournir les 300 l/s qui s'échappent de l'entonnoir en périodes humides. Quant au cône alluvial de la combe Bayon, il est fermé vers l'aval, ainsi qu'en témoigne le niveau d'eau stable et supérieur au fond de l'entonnoir, dans le puits de la maison voisine (p. 227). Le Loclat apparaît bien être une décharge des calcaires crétacés du flanc septentrional de la vallée et plus particulièrement de l'Hauterivien. Il représente une cheminée de trop-plein sur des voies d'écoulement longitudinales relativement peu développées au sein de la roche.

Il n'est pas exclu, au demeurant, que le caractère temporaire de la source soit accentué par la dépression due au pompage de la mine d'asphalte, dont la galerie-réservoir, distante d'un kilomètre, constitue un niveau de base artificiel à la cote de 660 m.

Source des Grandes-Fontaines (729 m). — Près de la berge de l'Areuse, à quelques mètres en amont du pont de Travers, existait jadis un lavoir qui recevait l'eau de la source des Grandes-Fontaines. Celle-ci arrivait par un canal en pierre, sous la route cantonale, depuis le flanc rocheux tout proche. Lors de la correction de l'Areuse, en 1954, le lavoir a été supprimé et le canal prolongé par un tuyau jusqu'à la rivière.

La source doit être regardée comme une décharge des calcaires hauteriviens formant, au N de Travers, la prolongation de l'aire réceptrice de la résurgence du Loclat. Elle est temporaire mais paraît tarir moins rapidement que cette dernière. Son débit maximum atteint l'ordre de grandeur de 100 l/s.

Le placage crétacé se poursuit à l'E de Travers, sans donner lieu à d'autres résurgences. Ses eaux s'échappent à un niveau légèrement inférieur à celui du talweg. Nous avons déjà signalé (p. 173) qu'à la semi-cluse du Crêt de l'Anneau, où il prend fin, le Valanginien est très aquifère à quelques mètres de profondeur.

7. Source et bassin de la Doux

Disposition géologique de la source. – La source de la Doux, dite aussi source de l'Areuse, est la plus volumineuse des résurgences du bassin [1]. Elle sourd à l'altitude de 799 m, dans la partie NW du

[1] Meinzer (1927) propose une classification des sources basée sur leur débit. La première de ses huit catégories comprend les sources d'un débit supérieur à 2830 l/s (100 cubic feet per second). Il n'en existe que 65 dans tout le territoire

cirque de Saint-Sulpice, au pied d'une petite falaise constituée par une rampe rocheuse. Le cirque entame, en ce point extrême, le flanc méridional du synclinal naissant des Verrières. L'eau émerge des calcaires séquaniens supérieurs (Rickenbach, 1925, p. 68), à une vingtaine de mètres au-dessous du sommet de l'étage. Un barrage, établi dans un étranglement rocheux, à 70 m en aval de la source, forme devant elle une petite retenue d'où part un aqueduc d'eau motrice pour l'usine de la Doux.

La source comprend plusieurs veines, qui émergent au niveau de la retenue et dont la position paraît dépendre d'un système de fractures. Quatre diaclases importantes coupent la stratification (N 40° E, 60° au N) à peu près perpendiculairement :

Diaclase 1 (N 60° W, 75° au N) : elle passe au N de la résurgence, dans la rampe.

Diaclase 2 (N 50° W, 80° au N) : dans sa partie visible, au-dessus de l'eau, elle est ouverte : les deux surfaces en sont irrégulières de sorte que leur écartement varie et atteint au maximum quelques décimètres. A 2-3 mètres au-dessus de la source, elle est rejointe par une autre diaclase (N 80° W, 63° au N) qui présente un élargissement en forme de petite grotte peu profonde ou plutôt de niche d'effondrement, dont le fond est légèrement supérieur au niveau des eaux d'étiage. La diaclase N 50° W traverse la zone sourcière obliquement, un peu au S de la grotte. Le long de sa trace, masquée par des blocs éboulés, aboutissent les premières veines permanentes. Lors des crues, un gros afflux sort de la grotte.

Diaclase 3 (N 68° W, verticale) : elle coupe la rampe dominant la source, obliquement, à quelque dix mètres au S de la diaclase 2. Sa trace, parmi les blocs éboulés à la base de la falaise, est jalonnée par la sortie des grosses veines centrales et orientales.

Diaclase 4 (N 65° W, 70° au S) : elle traverse la zone d'émergence à 5 m de la diaclase 3. Sa trace, recouverte en partie d'éboulis, est révélée par quelques niches de sources qui entrent en activité lors des crues.

Au S des quatre diaclases observables se produisent encore d'autres émergences, qui constituent les veines occidentales de la source. Une première série d'entre elles forme un alignement orienté dans la direction N 45° W, à 7 m de la diaclase 4. L'eau sourd parmi les éboulis à des niveaux plus ou moins élevés suivant l'abondance du

des Etats-Unis, dont 24 jaillissent du calcaire. La résurgence de la Doux, avec son débit moyen de 3500 à 4000 l/s, tient donc une place honorable dans la catégorie des plus grandes sources karstiques.

débit. Cet alignement est sans doute lié à une fracture analogue aux précédentes. A cinq mètres au S existe encore un groupe de sources apparaissant au pied des éboulis et qui suggère la présence d'une dernière diaclase aquifère.

La source de la Doux consiste donc en un afflux d'eau le long de diaclases élargies, perpendiculaires aux joints de stratification, ainsi que le long de ces joints eux-mêmes. Ces voies sont largement ouvertes puisque, lors des grandes crues, elles sont susceptibles d'évacuer un débit de l'ordre de 50 m^3/s et qu'alors, les veines les plus élevées sourdent à quelques mètres seulement au-dessus du niveau d'étiage. L'eau arrive au jour *per ascendum*. Ce fait nous paraît expliquer pourquoi il n'existe pas de véritable grotte dans les rochers dominant l'actuelle résurgence. En effet, aucune galerie façonnée par la circulation karstique ne s'observe dans les parages, et il nous semble douteux que les éboulis puissent avoir masqué un orifice important ; la corrosion s'exerce le long de voies montantes, proportionnées aux débits à évacuer, nous venons de le voir. Peu après sa sortie, l'eau rencontre, sur son parcours superficiel, les terrains argoviens dans lesquels elle s'enfonce rapidement. Il est présumable que le point de résurgence s'abaisse, lui aussi, à une vitesse relativement grande, le long des voies ascendantes. Les anciens canaux disparaissent donc par le fait même de l'abaissement. Au surplus, ce dernier est trop rapide pour permettre la fusion des différentes veines en un seul puits terminal (comme, par exemple, à la source de l'Orbe). D'après notre interprétation, la source subirait un enfoncement accéléré tout en se déplaçant le long du Séquanien incliné au NW. Le relèvement artificiel du niveau de l'exutoire, selon un projet officiellement envisagé, serait donc réalisable sans qu'il y ait de grands risques de voir l'eau s'échapper du bassin par un autre chemin.

Débit. — Dans les années 1900, le *débit* de la source a été mesuré journellement par les soins du directeur de l'usine de la Doux. Malheureusement, nous n'avons pu retrouver les documents relatifs à ces jaugeages. Schardt (1904 *a*) en a extrait les quelques indications suivantes : en années humides, le débit moyen de la source est de l'ordre de 4000 l/s. L'année sèche de 1900 fut caractérisée par un débit de 3560 l/s. « Le débit minimum observé certainement est de 180 l/s, ce qui est exceptionnel. Ce n'est d'ailleurs que pendant les années exceptionnellement sèches que son débit tombe à 200 l/s, ou au-dessous. Normalement, il atteint un minimum compris entre 300 et 400 l/s. Le maximum normal au cours de l'année est proche de 40 000 l/s. Mais le maximum extrême, comme celui qui fut observé au printemps 1896, ne doit pas être loin de 100 000 l/s » (p. 133). Ce dernier chiffre

nous paraît excessif, du fait que le débit maximum de l'Areuse, observé aux Moyats depuis 1923, s'est élevé à 160 m³/s (1955). Dans les années normales, le débit de la source est inférieur à 1000 l/s durant 100 à 120 jours.

La source subit occasionnellement des *seiches*. Nous en avons observé une au début de la crue du 2 décembre 1949, qui s'est manifestée par une oscillation de 10 cm en l'espace d'une heure et demie dans le bassin de retenue (fig. 19). Elle eut lieu de 16 à 17 h. 30 et passa à la station limnigraphique des Moyats entre 21 et 22 h. Les enregistrements de cette station en signalent d'autres, isolées également, au début de la montée des crues. Elles ne semblent donc pas avoir la fréquence de celles qui accompagnent les crues de l'Orbe et que Forel (1898) attribue à l'effet de lacs souterrains. Dans notre cas, nous voyons difficilement comment une ou plusieurs nappes libres pourraient causer, pendant plus d'une demi-heure, une subite diminution du débit au cours de la montée générale des eaux.

Depuis 1925, l'étiage de la source est relevé artificiellement à l'aide des eaux accumulées dans le lac des Taillères. Celles-ci sont lâchées dans l'emposieu du Moulin aménagé à cette fin (p. 26), à raison de 400 l/s du samedi à midi au jeudi soir. Il en résulte un accroissement du débit moyen au cours de la semaine industrielle, soit du lundi au vendredi (Burger, 1956, fig. 1). La réserve maximum du lac, qui est de l'ordre de 2 millions de m³, permet d'effectuer l'opération pendant 64 jours. Le temps de réaction de la source est relativement court. Jaccard (1886) relate l'expérience suivante : le 20 novembre 1884, alors que le débit était de 360 l/s, 200 l/s furent lâchés dans l'emposieu du lac, durant 24 heures. L'essai ayant débuté à 8 h., une augmentation de 100 l/s à la source fut relevée après 12 heures déjà. Le 21 novembre au matin, l'accroissement atteignait 200 l/s. Le 22, une diminution de 100 l/s s'était produite et le 23, la source était retombée à 400 l/s. Un essai analogue eut lieu en juin 1925 (Jeannet, 1926 *a*). Cinq à six heures après l'ouverture des vannes de l'emposieu, la source commençait à enfler. La fluorescéine, introduite dans l'eau au début de l'expérience, réapparut au bout de 140 heures. L'onde de crue s'est donc déplacée *25 fois plus vite* que l'eau elle-même.

Caractères physiques et chimiques de l'eau. — Les essais de coloration rapportés par Schardt (1904 *a*) avaient permis de déceler une certaine individualité entre les veines orientales, centrales et occidentales de la source. La coloration faite aux Verrières était apparue d'abord aux veines W et y avait persisté plus longtemps. Au contraire, ce sont les veines E qui, les premières, ramenèrent au jour la fluorescéine jetée dans l'emposieu du Cachot. Schardt (p. 130) en

concluait qu'avant d'arriver à la surface, « les courants souterrains venant de la direction de la Brévine et des Verrières, se confondent, mais pas assez complètement pour former un mélange homogène. La jonction ne se fait donc pas à une grande distance du point d'émergence de la source ».

Les nombreuses mesures de température et de conductivité électrique que nous donnons plus loin (fig. 18) confirment le caractère partiellement indépendant des veines W et centrales ; les secondes sont fréquemment un peu plus froides que les premières. Toutefois, leurs moyennes annuelles sont pratiquement égales (tabl. 41). La différence entre les veines E et centrales nous a paru plus fugitive, mais elle se révèle bien à certains moments, ainsi qu'en témoignent les mesures suivantes faites le 27 juillet 1949, en période d'étiage (les conductivités représentent une moyenne de cinq essais) :

	Veines W	*Veines centrales*	*Veines E*
Température (°C) :	8,8°	8,5°	8,4°
Conductivité (m-mhos) :	340	332	334

L'évolution de la température et de la conductivité, mesurées journellement par les soins des Services industriels du Locle, depuis fin février jusqu'en avril 1955, est intéressante à suivre (fig. 18). On y distingue deux phases :

Du 23 février au 16 mars, la température moyenne de l'air resta inférieure à zéro degré et le débit de l'Areuse subit une décroissance régulière et normale. Les chutes de neige furent de peu d'importance. La température de la source s'éleva fortement du 23 au 25 (pour une raison inconnue), avec un certain décalage entre les veines W et centrales. Elle subit ensuite de sensibles variations, avec une légère tendance à la hausse, les veines centrales restant un peu plus froides que les veines W. La conductivité électrique augmenta également, mais d'une manière régulière : elle passa par deux maxima, l'un vers le 2 mars, l'autre entre le 11 et le 16. Ces oscillations, qui ne paraissent pas dues à des erreurs expérimentales, ne sont liées ni aux précipitations, ni à la température ambiante, ni à la fusion nivale. Elles présentent, par contre, une analogie avec la variation de la pression atmosphérique. Une relation de cause à effet entre ces deux éléments pourrait s'expliquer ainsi : la descente barométrique prolongée entraîne un départ de gaz carbonique dissous dans l'eau karstique et une légère diminution de la teneur en bicarbonate de chaux, d'où abaissement de la conductivité. Il y aurait lieu, évidemment, de multiplier les mesures pour établir si une telle relation existe vraiment. Les valeurs de la dureté que nous donnons également à la figure 18

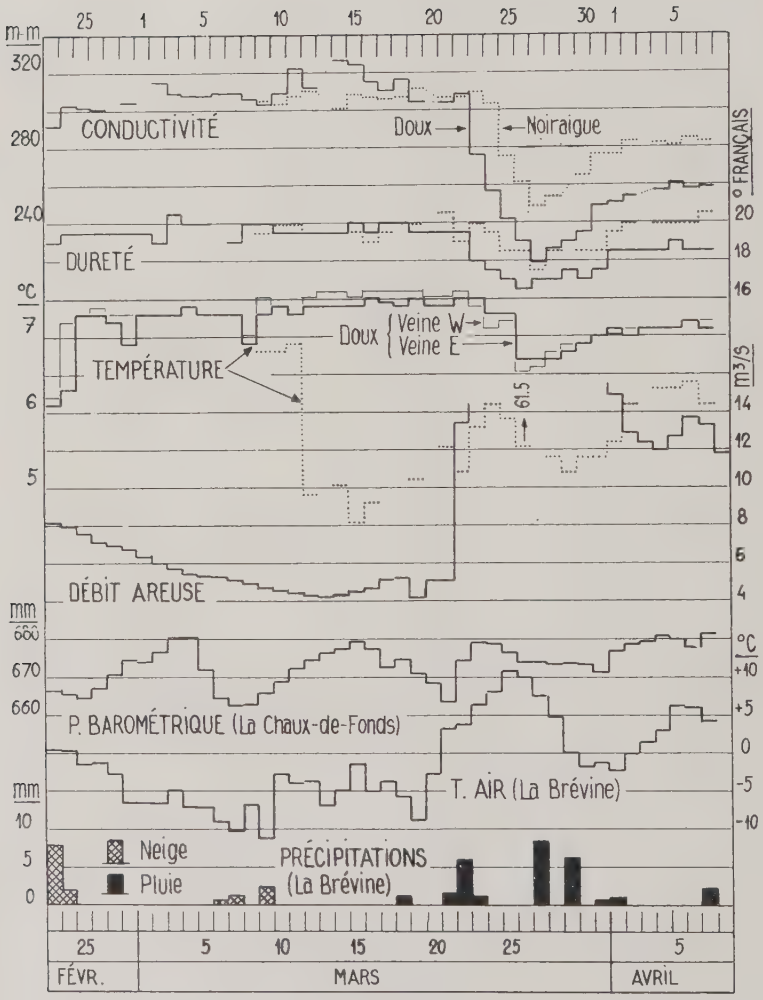


Fig. 18. — Comparaison entre les caractères des sources de la Doux et de la Noiraigue, et les éléments météorologiques, du 23 février au 7 avril 1955.

n'apportent pas d'argument décisif ; il est vrai qu'elles ont été déterminées d'une manière approximative, à l'aide d'une trousse de campagne.

A partir du 21 mars, la température de l'air s'éleva considérablement. La couche de neige, qui mesurait 35 à 40 cm d'épaisseur, fondit avec rapidité sous l'effet d'un fort vent chaud, de quelques averses et du rayonnement solaire. Le 26, elle avait entièrement disparu de la vallée de la Brévine, sauf dans les forêts exposées au N. Le 22 mars, l'Areuse entra en crue et atteignit un débit maximum de 61,5 m³/s, le 26. Le 23, la conductivité et la dureté de la source amorcèrent une forte baisse. La température fit de même le jour suivant, mais la chute principale se produisit le 26, soit cinq jours après le début de la fusion nivale. Elle descendit, ce jour-là, à son minimum aux veines W, tandis que la conductivité la plus faible fut enregistrée le lendemain. Dès le 28, une remontée générale des température, conductivité et dureté commença, tandis que le débit de l'Areuse diminuait rapidement et que le temps se refroidissait.

Au mois de décembre 1949, nous avons effectué des mesures suivies de l'eau de la source, au cours d'une petite crue bien caractérisée. Le 2 décembre, une forte chute de pluie commença vers 3 h. et se continua jusqu'à 17 h. Il tomba 21,4 mm d'eau à Saint-Sulpice et 19,2 à la Brévine. La source commença à réagir à 13 h. 30 et elle atteignit un débit maximum, estimé à 5 m³/s, vers 24 h. Sa variation est illustrée par la courbe supérieure de la figure 19 qui donne le

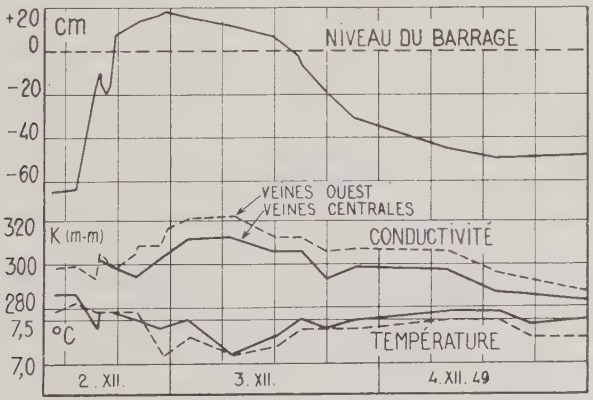


Fig. 19. — Crue du 2 au 4 décembre 1949, à la source de la Doux.

niveau de l'eau dans la retenue par rapport au seuil du barrage. Au cours de la crue, la température a subi une baisse relativement rapide suivie d'une lente remontée. La conductivité a commencé par s'élever puis s'est abaissée sensiblement au-dessous de sa valeur initiale. Une nette différence s'établit entre les veines W et centrales.

Les mesures faites au cours des deux crues de décembre 1949 et mars 1955 révèlent un phénomène particulier : celui de l'absence de synchronisme entre la chute de la température et la modification de la conductivité. Celle-ci commence, aux veines W, à partir de 18 h., dans la première des crues, tandis que la température amorce sa descente vers 19 h. 30 seulement. Au cours de la seconde crue, la conductivité baisse fortement dès le 23 et la température, le 26 mars seulement. Au reste, il semble que d'autres expériences analogues faites avec toute la rigueur possible, apporteraient encore des renseignements qui ne sont que suggérés par nos graphiques, tels que les perturbations de température et de conductivité accompagnant les seiches, la vitesse d'évolution probablement différente aux veines W et centrales, etc.

Bassin alimentaire. — L'impluvium de la circulation karstique représente une surface d'environ 120 km², soit le 94 % de la superficie totale du bassin. Schardt (1904 *a*, p. 130) admet que le champ tributaire des ruisseaux du fond de la vallée des Verrières et de la Brévine occupe à peine 4 km². Nous sommes enclin à considérer cette valeur comme un peu trop faible puisque la seule tourbière du Cachot mesure 4,5 km² (p. 24). En attribuant au ruissellement superficiel des aires de 7 km² dans la vallée de la Brévine (y compris la combe argovienne des Roussottes) et de 1 km² dans celle des Verrières, nous pensons rester dans une estimation raisonnable des surfaces imperméables dont les eaux alimentent les ruisseaux et fossés aboutissant aux entonnoirs.

L'idée d'une relation entre les eaux de la vallée de la Brévine et notamment du lac des Taillères, avec la résurgence de la Doux, apparaît dans la littérature dès le XVIII^e^ siècle (Ostervald, 1766, p. 54). Une première preuve en a été apportée par Jaccard en 1886 (p. 182). Divers essais de coloration effectués de 1901 à 1904 ont permis ensuite à Schardt (1904 *a*) de déterminer avec une précision assez grande l'étendue du champ collecteur. En quelques endroits, toutefois, les limites restent hypothétiques, en particulier les limites transversales au plissement telles que celle du synclinal des Verrières. En outre, Schardt a laissé de côté le vallon des Roussottes (1,3 km²). Nous l'avons englobé dans le bassin, pour la raison qu'en périodes de crue, le torrent qui le parcourt gagne l'entonnoir du Cachot. L'incertitude

subsiste encore sur le sort de ses eaux d'étiage qui disparaissent dans l'emposieu du Gigot et que Schardt a considérées comme tributaires du Doubs plutôt que de l'Areuse.

Voies d'écoulement souterraines. — Si l'étendue du bassin est assez bien connue, on se trouve, par contre, réduit à des hypothèses au sujet du cheminement souterrain des eaux vers la source. L'examen de la circulation karstique, au Val-de-Travers, a mis en lumière l'importance du drainage longitudinal. On peut donc admettre que dans les deux synclinaux du bassin de la Doux, les voies collectrices longitudinales possèdent également un grand développement, en particulier là où les couches sont redressées. En ce qui concerne le *synclinal des Verrières*, il est très probable que ces voies aboutissent directement à la source, située sur la bordure méridionale du pli (voir également Schardt et Hotz, 1904). Pour les eaux de *la vallée de la Brévine*, se pose la question de la traversée des anticlinaux des Fontenettes et de Trémalmont. Schardt (1904 *a*) dessine, sur sa carte de la région tributaire de la source, une dérivation partant du Brouillet vers la résurgence, dans une direction perpendiculaire au plissement. L'hypothèse est fondée sur la configuration géologique du bassin ainsi que sur les temps de parcours souterrain donnés par les essais de coloration indiqués au tableau 26, page 192.

Comme le relève l'auteur, ces observations apportent peu de renseignements sur le cheminement souterrain de l'eau, du fait des conditions hydrauliques très différentes dans lesquelles se sont déroulés les essais. Nous pensons, en outre, que toutes les conditions étant identiques, le temps de parcours ne serait pas proportionnel à la distance : la pente moyenne du trajet diminue avec celle-ci, puisque les points d'absorption, dans la vallée de la Brévine, sont à altitudes sensiblement égales.

Rickenbach (1925, p. 69) suppose que l'eau déborde par-dessus l'un ou l'autre des ensellements que présente la voûte imperméable argovienne dans la région du Bois-de-l'Halle et aux environs des Bayards. Les études subséquentes de Mühlethaler (1931, p. 292) mettent en doute la possibilité d'un passage aux Bayards et, effectivement, la carte tectonique (Pl. 6) n'indique pas de col inférieur à 1000 m dans ces parages. Au Bois-de-l'Halle, où l'anticlinal des Fontenettes se réunit à celui de Trémalmont, l'Argovien s'abaisse à 980 m, c'est-à-dire à un niveau inférieur de 60 à 70 m au talweg de la vallée de la Brévine. Cette cote de 980 m découle de l'interprétation de la carte tectonique de Rickenbach, selon laquelle la surface de contact du Kiméridgien et du Séquanien s'abaisse à 1070 m au Bois-de-l'Halle. Nous admettons comme puissance moyenne du Séquanien,

90 m (Rickenbach l'estime à 85 m, mais adopte une valeur de 100 m dans ses profils ; Mühlethaler la fixe à 90 m). En acceptant l'hypothèse d'un déversement de toutes les eaux de la vallée par-dessus ce seuil, il convient de se garder d'une simplification excessive du problème. Les précisions suivantes nous paraissent nécessaires :

1. Si, comme on l'a supposé plus haut, la source est alimentée par des voies ascendantes, il paraît probable que les eaux du synclinal de la Brévine sont drainées par des canaux collecteurs longitudinaux, dans le flanc S de l'anticlinal des Fontenettes. En dehors du synclinal de la Brévine, ces canaux ont un champ collecteur direct étendu, formé précisément par le flanc S de l'anticlinal.

2. Aucune preuve n'existe que l'eau déborde effectivement par-dessus l'Argovien. Le seuil pourrait tout aussi bien être déterminé par le Séquanien moyen, dont les marnes et marno-calcaires se succèdent jusqu'à 55 m au-dessus de l'Argovien (Rickenbach, 1925, p. 17). La cote en serait alors voisine de celle du talweg de la vallée de la Brévine. Si, pour une cause quelconque, les voies d'eau ont pu s'enfoncer jusqu'à la surface de l'Argovien, il n'y a pas de raison qu'elles se soient arrêtées là. L'enfouissement de la circulation dans l'anticlinal imperméable est donc concevable, en particulier le long des zones de fracture transversales. L'existence d'ensellements faiblement déprimés, tels que celui du Bois-de-l'Halle, favorise la création d'un émissaire, mais n'en constitue pas une condition nécessaire. On ne peut pas, en tout cas, repousser d'emblée l'hypothèse d'autres traversées de l'anticlinal des Fontenettes. L'individualité partielle des veines E et centrales, signalée plus haut, vient à l'appui de notre point de vue.

3. La qualification de nappe souterraine ne peut être appliquée à l'eau des calcaires jurassiques et crétacés du synclinal de la Brévine. Une nappe d'imprégnation, soumise à des fluctuations hydrostatiques, ne permettrait d'expliquer ni la rapidité des crues et des décrues, ni les grandes différences de vitesse observées lors des essais de coloration, ni la brièveté de la vague colorée, à la résurgence. L'eau pénétrant dans les emposieux rejoint promptement des voies collectrices à écoulement rapide.

Toutefois, cette dernière supposition est peu compatible avec l'écart considérable observé entre les vitesses de propagation de l'eau et de l'onde de crue. Cet écart ne peut se concevoir que par la transmission rapide de l'onde, soit dans une nappe étendue, soit dans un vaste dispositif en siphon.

L'existence d'une circulation partiellement sous pression, entre la vallée de la Brévine et le cirque de Saint-Sulpice (au lieu d'un débordement simple), donnerait une explication satisfaisante des

particularités de l'écoulement révélées par la source : vitesses très variables de l'eau, propagation rapide de l'onde de crue, et seiches, ces dernières pouvant être provoquées par une branche à siphonement intermittent.

Hautes eaux dans la vallée de la Brévine. — Au moment des hautes eaux, la circulation karstique donne lieu à d'intéressantes manifestations superficielles dans la vallée de la Brévine.

Schardt (1904 *a*, p. 124) mentionne que les entonnoirs de la Brévine, de l'Anneta et des Taillères « présentent la particularité que non seulement au moment des hautes eaux, leur débit absorbant est insuffisant, les eaux s'accumulent à leur orifice mais... regorgent et deviennent sources. » Huguenin (1841, p. 18) décrit en ces termes les flux de l'entonnoir des Taillères, dont l'entrée était occupée, à l'époque, par un moulin : « A la fonte des neiges ou après des averses abondantes... on voit, au contraire, ces cavités se remplir avec une rapidité effrayante d'une eau que la terre rejette de son sein et qui s'élève au-dessus de la surface du sol, soulève les planchers des bâtiments et des moulins... » Martenet (1924) précise que le refoulement de l'entonnoir des Taillères est un phénomène rare. Nous n'avons pu faire aucune observation à ce sujet, car, à chacune de nos visites, au moment des crues, ces entonnoirs étaient noyés par l'afflux des eaux superficielles. Jaccard (1883 *a*, p. 179) rapporte qu'avant 1874, date de la construction de la route du Val-de-Travers à la Brévine, l'emposieu de cette dernière localité suffisait à absorber toutes les eaux qui lui parviennent. Le limon charrié par le ruissellement de la route provoqua son colmatage partiel et, alors, commencèrent les inondations qui, aujourd'hui, lors de certaines crues, atteignent une partie du village.

Les hautes eaux exceptionnelles de janvier 1955, provoquées par une fonte de neige rapide accompagnée d'abondantes précipitations, firent apparaître un chapelet de lacs temporaires dans le fond de la vallée, rendant plus frappante encore sa similitude avec un *poljé* classique. Deux vagues de pluie se succédèrent, à un jour d'intervalle. La première provoqua, dans la nuit du 12 au 13 janvier, une crue de la source de la Doux telle que, de mémoire d'homme, on n'en avait jamais vu à Saint-Sulpice. Le matin du 13, l'Areuse accusa un débit maximum de 160 m^3/s. La seconde vague fit remonter le débit à 131 m^3/s, dans la journée du 14 et la nuit suivante. Au cours de la matinée du 15, la situation se présentait ainsi, dans la vallée de la Brévine :

L'écoulement superficiel avait considérablement diminué dans le *vallon des Roussottes*. Ses eaux ne parvenaient plus à l'entonnoir du Cachot.

Un lac de 3,4 km de longueur et d'une profondeur maximum de 13 m remplissait la *dépression du Cachot* (p. 42). L'eau avait atteint une cote maximum de 1055 m et marquait une très légère tendance à la baisse. Tout le noyau synclinal crétacé ainsi que, par endroits, le Portlandien étaient submergés.

Dans le village de *la Brévine*, le Bied créait une inondation due à l'insuffisance des voies d'évacuation de l'emposieu. Les eaux, de couleur brune, avaient atteint le toit de la scierie (1048 m environ). A 9 h., le niveau se trouvait déjà à 30 cm au-dessous de la cote maximum et, jusqu'à midi, la baisse s'était poursuivie à la vitesse moyenne de 10 cm par heure.

Immédiatement à l'W du village, la *dépression de l'Harmont* était remplie par une nappe d'eau de 1,9 km de longueur et d'une profondeur maximum de 8 m, submergeant le noyau crétacé (Pl. 5). Elle était stabilisée à sa cote maximum de 1049 m environ. L'eau lui parvenait notamment par un ruisseau, depuis des étangs temporaires formés au NE, dans la région de la Bonne-Fontaine, probablement grâce à un afflux des calcaires portlandiens. De son extrémité SW, au Rond-Buisson, s'échappait un émissaire d'une cinquantaine de litres par seconde, qui gagnait le bassin des Taillères. (La carte au 1 : 25 000 indique, entre les deux dépressions, un seuil supérieur à 1050 m. Celui-ci est certainement moins élevé puisque l'inondation s'étendait sans discontinuité jusqu'au Rond-Buisson.)

Le *lac des Taillères* était à une cote de 1047 m environ.

La *dépression de l'Anneta* abritait un lac aux contours sinueux, de 1,8 km de longueur et de 7 m de profondeur maximum. Son niveau était voisin de 1050 m. A Bémont, la route cantonale disparaissait sous 20 cm d'eau. L'inondation progressa encore pendant deux jours et atteignit son point culminant le 17 janvier. A ce moment-là, la route était recouverte par 60 cm d'eau. Le 19, le niveau avait baissé de 30 cm seulement (*Feuille d'Avis de Neuchâtel*, 18.1.55). La submersion s'étendait au flanc septentrional du synclinal crétacé et débordait largement sur le Portlandien. Près des Barthélémy, vers l'extrémité W du lac, on pouvait observer, à quelques mètres de la rive, des sources submergées manifestant leur présence par un fort bouillonnement. En un point, l'eau, dans sa poussée ascendante, avait soulevé un fragment de la couche végétale qui formait un îlot flottant de quelques mètres carrés.

Un lac de 1,6 km de longueur et de 9 m de profondeur remplissait également la *dépression des Michels*, jusqu'à la cote de 1050 m environ. Il s'étendait en majeure partie au Valanginien et au Portlandien du flanc N du synclinal. L'eau lui arrivait, en particulier, d'une forte résurgence qui jaillit temporairement, en périodes de crue, près

de la route cantonale, à une centaine de mètres au NE des maisons du Brouillet.

Une nappe d'eau, de près de 500 m de longueur et de 8 m de profondeur, occupait encore la grande doline allongée qui se trouve à 700 m au NW des *Brazels* (pt 1047 de la carte), dans les calcaires kiméridgiens. Son niveau atteignait 1055 m et elle alimentait, à raison de 200 l/s au moins, un affluent qui se déversait dans un autre bassin fermé situé également dans le Kiméridgien, à 300 m au N des Brazels. Ce dernier était inondé sur 300 m de longueur, jusqu'à la cote de 1054 m environ. L'eau n'atteignait pas le seuil qui le sépare du talweg de la vallée, mais elle montait encore.

Les phénomènes hydrologiques de surface auxquels on assiste dans la vallée de la Brévine, lors des hautes eaux, relèvent de deux causes : le ruissellement superficiel et l'insuffisance des voies d'écoulement karstiques. Le premier intervient rapidement et cesse rapidement aussi. Les pluies intenses et durables amènent la saturation des sols de faible perméabilité qui occupent en partie le talweg et les premières pentes : un ruissellement se produit alors, d'une manière dispersée dans les pentes et concentrée en ruisseaux sauvages dans les fonds. L'apport dépassant la capacité des entonnoirs, une accumulation apparaît en surface, mais tout au plus pour les quelques heures qui suivent la fin des précipitations. Ainsi, par exemple, le 15 janvier au matin, le torrent des Roussottes ne parvenait plus à l'emposieu du Cachot et l'inondation du village de la Brévine diminuait rapidement.

A ces inondations, de durée et d'extension limitées, vient se superposer, comme une vague de fond, le puissant afflux de la roche encaissante. Celui-ci se manifeste par la résurgence d'eaux infiltrées dans les flancs calcaires, soit aux emposieux, soit en des dolines latérales, soit en poussées sous-lacustres. Il obéit à un rythme plus lent que le ruissellement. Ainsi, dans le bassin de l'Anneta, la submersion a atteint son maximum le 17 janvier, c'est-à-dire trois jours après la fin des pluies. Le 19, alors que le débit de l'Areuse était retombé à 61 m³/s, les eaux commençaient seulement à se retirer.

Les accumulations temporaires de surface résultent de l'insuffisance momentanée non seulement des emposieux, mais aussi de tout le réseau circulatoire des parties basses et étalées des flancs de la vallée. Ce fait est particulièrement notoire dans le flanc septentrional, depuis la Brévine vers le SW. La zone de saturation de la roche y atteint la surface. Le freinage de l'écoulement souterrain peut être accentué par la présence des feuillets marneux du synclinal crétacé et tertiaire qui séparent, dans une certaine mesure, les masses jurassiques des deux flancs. *La résurgence temporaire du Brouillet*, par exemple, déborde sur la marne hauterivienne, à proximité d'une

TABLEAU 26

Essais de coloration

Emposieu	Date	Débit de la source	Distance de la source [1]	Pente moyenne	Durée du trajet	Vitesse horaire	Durée de la coloration à la source
Bassin de la Doux		*l/s*	*km*	‰	*h*	*m*	*j*
Taillères	IX. 1900	786	6,4	38	299	21,4	3
Anneta	V. 1901	2000	6,2	39	277 [2]	22,4 (?)	1 ½
La Brévine	V. 1901	1800	8,6	28	189	45,5	2/1
Petit-Cachot	III. 1904	10.600	13,0	19	66	197	3
Les Verrières	III. 1904	3440	4,5	28	61	73,8	1
Bassin de la Noiraigue							
Voisinage	V. 1901	élevé	4,0	60	204	19,6	1
(Les Ponts-de-Martel)	VII. 1901	élevé	4,0	60	157	25,5	1 ½

[1] A vol d'oiseau.
[2] La durée du trajet, telle qu'elle ressort du compte rendu de l'expérience, par Schardt (1904, pp. 125 et 128), est manifestement erronée.

TABLEAU 27

	Noiraigue		Epinettes		Routenin	
	T	**K**	**T**	**K**	**T**	**K**
	°C	*m-m*	*°C*	*m-m*	*°C*	*m-m*
4.VIII.54	–	319	–	317	–	314
25.IX.56	8,2	361	8,3	352	8,4	354
9.XII.58	8,3	340	8,4	340	8,3	336

fracture longitudinale. On est conduit à admettre que, dans le sous-sol de la vallée, la limite supérieure de saturation permanente de la roche se trouve à faible profondeur. Les dépressions descendant au-dessous de 1050 m sont périodiquement noyées tandis que la montée des eaux n'atteint jamais celles qui sont à un niveau plus élevé, comme par exemple, celles de Bétaud à 1073 m.

8. Source et bassin de la Noiraigue

Zone de résurgence. — La source de la Noiraigue jaillit au fond du cirque du même nom, qui forme une brèche dans le flanc méridional du synclinal de la Tourne. L'eau émerge des calcaires séquaniens moyens, à 750 m d'altitude, au pied d'une petite falaise verticale ainsi qu'à la base d'un éboulis qui lui fait suite à l'E. Elle paraît arriver à la surface par un mouvement ascendant, en grosses veines se frayant un passage parmi les blocs épars du lit.

La falaise est constituée par une roche très fissurée, mais ne présentant pas de grandes diaclases ouvertes. Les plans de stratification ont une direction de N 80° W et une inclinaison de 25° au N. Comme dans les éperons qui se trouvent plus haut, la plupart des fractures principales y sont comprises entre 20 et 60° E, avec des inclinaisons variant de 80 à 90° à l'E. Un second groupe de cassures s'écartant peu de la verticale, découpe la roche dans une direction de 60 à 80° W ; elles sont toutefois moins fréquentes que les premières.

Dans un massif rocheux situé à une vingtaine de mètres à l'W de la source s'ouvre, entre 760 et 765 m, un petit abri dont l'aspect attire d'emblée l'attention. Sa profondeur est de 3 à 4 m et sa hauteur maximum, de 3 m. Le sol en est formé par de la terre avec quelques fragments de calcaire. Plusieurs grandes diaclases, dont l'orientation est comprise entre 20 et 50° E, le traversent. L'une d'elles, au fond de l'excavation, a été élargie jusqu'à 20-30 cm par la corrosion, qui en a modelé les bords de manière capricieuse. Du plafond de l'abri s'élèvent de petites cheminées aveugles, verticales ou inclinées, de section ovale, formées par dissolution le long des diaclases. La plupart d'entre elles se terminent en coupole ; quelques-unes, cependant, sont fermées par un bouchon de terre, ce qui fait supposer qu'elles atteignirent jadis la surface du sol.

Ces diverses formes de corrosion suggèrent l'action de courants ascendants. Il est probable que l'on se trouve en présence d'un ancien passage d'eau, datant de l'époque où la source jaillissait au moins 10 m au-dessus de son niveau actuel. Etant donné le bon état de conservation de ces vestiges, l'abaissement de l'émergence peut avoir

été relativement rapide. Les conditions en sont comparables à celles de la source de la Doux : approfondissement accéléré du cours superficiel dans l'Argovien, entraînant le déplacement de l'exutoire le long du Séquanien moyen incliné vers le N. Le cirque tend nettement à se transformer en couloir autour de la résurgence.

A 200 m à l'W de la source une faille importante sectionne le flanc méridional du synclinal des Ponts, dans une direction moyenne de N 20° E (Schardt et Dubois, 1903, Suter, 1937, Pl. 1).

Plusieurs veines d'eau accessoires de la résurgence principale jaillissent au pied des pentes E et NE du cirque :

La *source des Epinettes* sort des éboulis recouvrant le Séquanien moyen, dans un petit étang artificiel, à 100 m au SE de la Noiraigue et à même altitude. Son débit d'étiage est de quelques centaines de litres par minute.

La *source de Routenin*, constituée par une émergence hors d'un placage morainique, dans le domaine de l'Argovien inférieur et du Callovien, selon la carte de Schardt et Dubois (1903). Elle apparaît vers 735 m et est partiellement captée pour l'alimentation de fontaines particulières. Son débit est du même ordre de grandeur que celui des Epinettes.

En outre, lors des crues, de nombreux émissaires auxiliaires, dont les plus élevés apparaissent vers 760 m, entrent en activité. Ils forment un grand arc à la base du cirque, entre la Noiraigue et le Routenin. Le plus considérable d'entre eux donne naissance au torrent de la *Libarde*, dont le débit peut dépasser 1 m^3/s. Dans le lit de ce dernier, les différentes veines tarissent successivement d'amont en aval, au cours des décrues. En périodes sèches, elles disparaissent toutes, même celles qui sortent à un niveau inférieur à celui de la source voisine des Epinettes. Il se pourrait, d'ailleurs, que les veines inférieures constituent la décharge d'un sous-écoulement intra-alluvial alimenté par des veines d'eau sortant de la roche en place, plus en amont.

Débit et caractères de l'eau. — Il existe très peu de renseignements sur le débit de la source de la Noiraigue. Nous n'avons pas connaissance que des jaugeages en aient été faits. Selon Schardt (1904 *a*, p. 138) son volume moyen doit être de 1400 à 1600 l/s. Les extrêmes sont de l'ordre de grandeur de 150 et 30 000 l/s.

L'eau de la source est légèrement jaunâtre. Sa coloration provient des matières humiques livrées par les tourbières de la vallée des Ponts. Lors des crues, la teinte s'accentue, l'eau devient alors franchement jaune, comme un thé léger et, vue en grandes masses, elle prend un aspect brun tourbeux. La coloration apparaît aussi bien à

la résurgence principale qu'aux veines accessoires jaillissant à l'E. La source des Epinettes, notamment, se teinte comme les autres, contrairement à ce qu'affirment Schardt et Dubois (1903, p. 466). La parenté des veines accessoires avec la résurgence principale est mise en évidence également par la conductivité de l'eau, ainsi que le montrent les mesures du tableau 27, page 192.

Les deux séries d'observations effectuées en basses eaux indiquent que la Noiraigue possède une minéralisation légèrement supérieure à celle des sources des Epinettes et de Routenin. Ce fait pourrait être interprété comme la conséquence d'une origine mixte des veines accessoires : elles constitueraient l'exutoire de réseaux locaux de drainage, coupés par l'érosion qui a formé le cirque et dans lesquels se déverseraient des eaux provenant de la vallée des Ponts. Pour la source de Routenin, sortant du Spongitien ou du Callovien supérieur, l'apport de ces eaux implique la traversée de l'Argovien marneux, fortement réduit en cet endroit. Si l'hypothèse se confirmait, elle pourrait motiver une coloration jaune moins intense des eaux des Epinettes et de Routenin, dans certaines occasions particulières, en donnant raison, jusqu'à un certain point, à Schardt et Dubois. Elle pourrait expliquer aussi pourquoi la fluorescéine déversée dans l'emposieu du Voisinage, aux Ponts-de-Martel, par les deux auteurs, ne réapparut qu'à la résurgence principale et à la Libarde (Schardt et Dubois, 1903, p. 468).

Des mesures suivies de conductivité et de température de la Noiraigue ont été effectuées par les soins des Services industriels du Locle, en 1955-1956. Nous avons représenté à la figure 18 celles qui se rapportent à la période du 9 mars au 7 avril 1955. Elles illustrent le comportement de la source avant et pendant les hautes eaux provoquées par la fonte de neige rapide qui débuta le 21 mars :

Le fait le plus saillant de la période antérieure à la crue fut la chute de température de 4° entre le 10 et le 11 mars, qui ne s'accompagna d'aucune modification sensible de la conductivité et de la dureté. Sa cause ne peut être que l'arrivée subite d'une vague refroidie par un apport massif d'eau superficielle du Bied. L'abaissement de température se poursuivit encore jusqu'au 15 puis une remontée irrégulière lui succéda, à la cadence moyenne de 0,2-0,3° par jour, interrompue, dès le 25, par la crue. Durant ce temps, la dureté et la conductivité se maintinrent voisines de celles de la Doux, la seconde se montrant très peu variable et ne subissant pas l'oscillation caractéristique de cette dernière source.

Au cours de la crue, une nouvelle chute de température débuta le 25 mars et se poursuivit jusqu'au 29. Son amplitude fut sensiblement moins grande que dans la baisse précédente, probablement du fait que

l'eau nouvelle provenait en majeure partie de l'infiltration dispersée, laquelle favorisa un notable réchauffement. Une décroissance de la conductivité eut lieu, cette fois, et presque en même temps que celle de la température, soit avec un retard de deux jours sur la source de la Doux. Le minimum se produisit toutefois le même jour aux deux sources.

Circulation souterraine. — Dans l'ensemble, les deux résurgences de la Doux et de la Noiraigue ont subi une variation analogue sous l'effet des perturbations causées par la fonte de la neige, au cours du printemps 1955. Toutefois, des différences sont apparues quant aux temps de réaction. Ceux-ci se révèlent plus longs dans le cas de la Noiraigue, ce que dénotent aussi les essais de coloration de Schardt et Dubois (1903, p. 467) rapportés au tableau 26. La couleur introduite dans l'emposieu du Voisinage, en périodes de débits élevés, met en évidence des vitesses de parcours souterrain relativement faibles, plus faibles qu'à la Doux si l'on prend en considération la pente moyenne qui est, ici, sensiblement supérieure.

La lenteur de réaction de la Noiraigue ne concerne d'ailleurs que la vitesse réelle de l'eau. L'augmentation du débit qui marque le début d'une crue et qui dépend de la vitesse de propagation de l'onde de crue, a lieu encore plus rapidement à la Noiraigue qu'à la Doux. Le 2 juillet 1956, par exemple, une chute de pluie importante débuta vers 1 h. du matin. A 15 h., la Noiraigue était déjà fortement enflée (et son eau n'avait pas encore la teinte brune caractéristique), tandis que la Doux commençait à réagir vers 16 h. seulement.

Les particularités relevées à la source : variations brusques et considérables de la température (cf. également fig. 24), vitesse de l'eau réduite, propagation rapide de l'onde de crue, indiquent que le passage depuis l'emposieu du Voisinage à la résurgence se fait vraisemblablement dans un dispositif en siphon, par-dessous le noyau tertiaire et peut-être crétacé du synclinal des Ponts.

Bassin alimentaire. — Il s'étend à la zone synclinale de la vallée des Ponts dans sa totalité (tableau 1). Schardt (1904 *a*), qui l'a délimité, laisse en dehors du bassin l'alignement des combes des Cugnets–la Roche-des-Crocs. Nous l'y avons incorporé pour la raison qu'en périodes de crue, ses eaux de ruissellement (ainsi que celles de la résurgence temporaire de la Combe-des-Eaux) gagnent la vallée. Comme dans le cas du bassin de la Doux, une certaine imprécision affecte les limites transversales au plissement.

La distribution des terrains affleurants est donnée au tableau 3. Il en ressort que l'impluvium de la circulation karstique s'élève à

52 km² environ. Schardt (1904 *a*, p. 138) admet que le fond imperméable de la vallée, siège du ruissellement superficiel, représente une surface de 18 km². Früh et Schröter attribuent aux tourbières une extension de 17 km² (p. 24). Si l'on ajoute à cette étendue les 3 km² d'affleurements argoviens, on arrive à un total de 20 km², soit le 28 % du bassin, pour le champ collecteur des ruisseaux et des nombreux fossés tributaires des entonnoirs. Le débit moyen de l'ensemble des émissaires du Marais atteint l'ordre de grandeur de 500 l/s (p. 238).

La résurgence des eaux de la vallée à la source de la Noiraigue doit avoir été soupçonnée de longue date, du fait de leur coloration tourbeuse (Ostervald, 1766, p. 123). Desor (1864, p. 37), le premier, essaya de prouver la relation en recourant à la réaction de l'iode sur l'amidon. Il fit jeter un fort volume d'empois d'amidon dans l'emposieu du Voisinage, distant de 4 km de la source à vol d'oiseau et crut constater sa réapparition huit heures plus tard. Schardt et Dubois (1903, p. 467) démontrèrent, au moyen de la fluorescéine, que le temps de parcours de l'eau sur le même trajet est, en réalité, de six à neuf jours (tableau 26).

Richard (1877, p. 168) rapporte que des emposieux, dans la région de la Sagne, peuvent se transformer occasionnellement en sources jaillissantes. Par contre, il n'a jamais été fait mention de ce phénomène pour les entonnoirs de la partie occidentale de la vallée.

Si le phénomène d'inondation prend parfois une tournure assez grave, c'est principalement à l'abondance du ruissellement superficiel, d'une part et à l'insuffisance de l'emposieu du Voisinage, d'autre part, qu'il le doit. On peut supposer que l'approfondissement de la circulation karstique, dans le sous-sol de la vallée, s'est accompagné d'un grand développement des voies d'écoulement. En conséquence, le débit insuffisant de l'entonnoir pourrait être dû à un étranglement de l'entrée, causé par un colmatage limoneux. Il suffit d'une faible crue des Bieds pour qu'apparaisse une accumulation temporaire dans le fossé qui précède la perte. Ce dernier, grâce à ses grandes dimensions, sert de bassin régulateur et endigue les inondations. Ce n'est que dans des cas exceptionnels que les eaux envahissent la plaine avoisinante.

D'ailleurs, l'insuffisance de l'emposieu ne date pas d'aujourd'hui. En 1766, Ostervald écrivait, à ce propos (p. 123) : « Près de là est un ruisseau assez abondant dont les eaux, après avoir fait tourner les roues d'un moulin, se perdent sous terre, dans les cavités d'un rocher. Le Mûnier est obligé de vider cette embouchure de deux en deux ans. Il a eu la curiosité de pénétrer dans ces lieux souterrains, il y a marché pendant un quart d'heure au travers des rochers qui donnent passage aux eaux et ayant le marais sur sa tête. » En 1806, Peter notait que l'ouverture se bouche ordinairement en hiver : « alors les

eaux s'élèvent à plus de quarante pieds et forment un joli lac » (p. 18).

Les hautes eaux de janvier 1955 furent les plus graves de celles dont on ait conservé la mémoire. Une véritable rivière descendait la vallée. Commençant à la Roche-des-Crocs, elle suivait le bord septentrional jusqu'à la Sagne, puis gagnait le centre, plus en aval. Elle s'enflait progressivement le long de son parcours par l'apport de toutes les eaux ruisselantes des précipitations et de la neige en fusion. L'accumulation, dans la région des Ponts-de-Martel, atteignit, le 16 janvier, la cote extrême de 1000,6 m, dépassant de 20 cm le niveau des inondations de 1896, marqué par un trait sur le parapet du pont de la route cantonale.

9. Bassin de la Basse-Areuse

La délimitation que nous avons adoptée au chapitre premier, pour le bassin de la Basse-Areuse, est quelque peu arbitraire, du fait qu'elle se fonde en majeure partie sur les lignes de partage *superficielles* des aires réceptrices. En outre, elle dépasse le cadre du flanc méridional de l'anticlinal de la première chaîne en englobant un certain territoire considéré comme bassin-versant du Merdasson, choisi, lui aussi, de manière partiellement arbitraire. Le bassin de la Basse-Areuse se compose ainsi de courtes sections de plis anticlinaux et synclinaux, échelonnées de la chaîne du Mont-Racine au lac de Neuchâtel. Son hétérogénéité structurale trouve une réplique dans le caractère divisé de son drainage karstique. Celui-ci donne lieu à de nombreuses sources d'importances variées, mais dont aucune ne peut être qualifiée de *principale*. Le défaut d'unité constaté précédemment dans le drainage karstique des gorges de l'Areuse, en amont de Combe-Garot, est de règle également dans le domaine de la Basse-Areuse.

L'impluvium de la circulation karstique mesure environ 15 km², soit le 59 % du bassin (tableau 3).

Résurgences de la rive droite

Source inférieure de Combe-Garot. — Cette source, non captée, sort du calcaire kiméridgien fortement redressé, dans la berge de l'Areuse, à 250 m en aval de l'usine de Combe-Garot et à 530 m d'altitude. La veine principale est accompagnée de filets moins importants, échelonnés sur une vingtaine de mètres de longueur.

D'après des jaugeages officiels exécutés en 1884, les trois résurgences inférieure, moyenne (r. gauche) et supérieure de Combe-Garot totalisaient, en décembre, 3100 l/min seulement (Ritter, 1886, p. 164). La dernière ayant un débit d'étiage de l'ordre de 2000 l/min, il ne

reste qu'un millier de litres pour les deux autres. Il est donc certain que le débit de la source inférieure se réduit considérablement en périodes sèches. De plus, Ritter (1883 *a*, p. 379) considère cette dernière comme la résurgence d'infiltrations de l'Areuse se produisant en amont. Jaccard (1883 *b*, p. 66), par contre, lui assigne pour aire réceptrice, une vaste portion du flanc méridional de l'anticlinal du Soliat, depuis la Grand'Vy jusqu'à l'Areuse. Cette seconde hypothèse est plausible, sauf en ce qui concerne l'étendue. Le débit moins élevé que le supposait Jaccard et la conductivité relativement faible de l'eau (tableau 29) parlent en faveur d'un bassin limité aux pentes jurassiques NW et SE de l'extrémité de la Montagne-de-Boudry. Il comprend donc, en particulier, la zone du plongement axial de l'anticlinal où la fissuration transversale offre probablement un grand développement.

Il peut paraître anormal que le point d'émergence se trouve à 530 m d'altitude, alors que les calcaires jurassiques affleurent, le long de l'Areuse, jusqu'à 512 m, au pont de Vert. En ce dernier endroit, il ne jaillit qu'une source d'apparence insignifiante, au contact du Portlandien et du Purbeckien. La source de Combe-Garot constitue bien la décharge principale du massif. Le facteur qui prévaut encore actuellement n'est donc pas l'altitude, mais probablement la disposition des vides de la roche. Ceux-ci sont organisés en un réseau collecteur autonome, non subordonné directement à l'évolution morphologique.

Source de la Chevalière. — La source de la Chevalière est saisie par une galerie de 70 m de longueur, dans les calcaires hauteriviens du pied méridional de la Montagne-de-Boudry, pour l'alimentation de Cortaillod. Elle jaillit par un mouvement ascendant, d'une diaclase subverticale, avec un débit variant de 20 à 200 l/min. Avant son captage, elle émergeait de manière temporaire, par un puits, à 15 m au-dessus de la galerie (Schardt et Dubois, 1903, p. 466).

Résurgences de la rive gauche

Source moyenne de Combe-Garot (Source des Puries). — Le long de la berge de l'Areuse, à 200 m en aval de l'usine de Combe-Garot et à 532 m d'altitude, sort, par un mouvement ascendant, d'une fissure inclinée du Kiméridgien, une forte source captée pour l'alimentation de Neuchâtel. Elle représente la décharge des calcaires jurassiques et probablement crétacés formant le flanc de la gorge, au N et au NE. Quelques faibles veines accessoires jaillissent de part et d'autre, au bord de l'Areuse. Les mesures de l'eau données au tableau 29 se rap-

portent à l'une de ces dernières. Elles dénotent une température ainsi qu'une minéralisation relativement élevées.

Sources du gor de Braye. — Entre la grotte de Vert et le pont du Gor, l'Areuse coule sur les calcaires valanginiens faiblement inclinés au SE du pied méridional de l'anticlinal, dans une direction voisine de celle des couches. La roche est parcourue par de grandes diaclases dont plusieurs sont aquifères et donnent naissance à des résurgences de petite importance.

La résurgence aval sort, en périodes de hautes eaux, d'une petite cavité, à quelques mètres au-dessus de la rivière (pt 552660/201400). Cette cavité s'ouvre dans une diaclase verticale apparemment très importante, car elle marque l'endroit où se termine le gor de Braye proprement dit et où commence le démantèlement de la paroi N (p. 30). Deux autres résurgences, permanentes celles-ci, jaillissent parmi les blocs éboulés au bord de l'Areuse, aux points 552530/201400 (source médiane) et 552360/201300 (source amont).

Le caractère sourcier du flanc valanginien, dans cette section des gorges, est souligné par la présence de la *grotte de Vert*. Celle-ci traverse de part en part un éperon rocheux, à une quarantaine de mètres au-dessus de la rivière (env. 550 m). D'une topographie confuse, elle atteint un développement total de 125 m (Club des Amis de la nature, 1928). Le profil longitudinal est nettement conditionné par la stratification : le plancher et le toit des salles sont subhorizontaux et parallèles. Plusieurs cheminées verticales partent de la galerie. L'une d'elles débouche dans la forêt située au-dessus et, par temps froid, un courant d'air chaud s'en échappe, dont l'humidité « se condense en une colonne de brouillard, comme une fumerolle volcanique et revêt de gros cristaux de givre tous les arbustes d'alentour » (Dubois, 1902, p. 59).

Dans les périodes pluvieuses, la partie médiane de la grotte est remplie d'eau provenant d'infiltrations. Aux basses eaux, subsistent dans les bas-fonds quelques étangs qui finissent par disparaître en cas de sécheresses prolongées. Ces étangs ont fourni deux représentants d'invertébrés cavernicoles, considérés comme des relictes de la faune des mers tertiaires : *Bathynella Chappuisi* del. et *Troglochaetus beranecki* del. (Delachaux, 1920 et 1921 ; Baer, 1950).

Le débit de la résurgence inférieure atteint au maximum quelques milliers de litres par minute et tombe à zéro dans les périodes sèches. Les résurgences médiane et supérieure sont de l'ordre de grandeur de quelques centaines de litres par minute. La première présente une température normale, tandis que les deux autres, et surtout la veine médiane, sont nettement hyperthermes (tableau 29 et fig. 25). Cette

dernière représente la sortie d'un filon d'eau à cheminement profond. Elle offre une stabilité qui contraste avec le caractère variable des sources du voisinage. Sa température varie très peu et, en hiver, lorsque l'air est froid, une légère vapeur se dégage à son émergence.

Au cours des périodes de hautes eaux, des sources occasionnelles entrent en activité dans le voisinage des précédentes. Elles sont caractérisées par leur instabilité et par le défaut de synchronisme dans leurs variations.

Sources du Merdasson

Sources supérieures. — Le vallon du Merdasson incise, dans sa partie inférieure, les terrains jurassiques et crétacés du flanc méridional de l'anticlinal de la première chaîne, au-delà du grand plongement axial qui marque la fin de la Montagne-de-Boudry. A l'endroit où il passe du Valanginien supérieur sur l'Hauterivien inférieur marneux, un peu en aval de Chambrelien, jaillissent plusieurs sources temporaires importantes. Elles sortent des alluvions grossières qui encombrent le talweg, en trois endroits :

a) *Groupe amont :* deux émergences principales voisines l'une de l'autre, sur la rive droite, à 200 m en aval du point où la route de Chambrelien traverse le ravin ; altitude 590 m ;

b) *Groupe médian :* une sortie sous la forme d'un petit étang, sur la rive gauche, à 260 m en aval de la route ; altitude 585 m. Lors des fortes crues, quelques veines accessoires apparaissent aux abords de l'étang, à un niveau légèrement plus élevé. Il est à noter que ces dernières entrent en activité plus rarement que les sources du groupe amont situées pourtant à une altitude supérieure ;

c) *Groupe aval :* plusieurs filets dans les deux berges du ruisseau, commençant à 30 m en aval de l'étang et se succédant sur quelques dizaines de mètres. Les veines de ce groupe sont les dernières à tarir en périodes sèches.

Les sources supérieures du Merdasson atteignent, lors des hautes eaux, un débit de l'ordre de 500 l/s. Au cours des périodes sans pluie, elles tarissent successivement, d'amont en aval. En été, il suffit d'un fort orage pour qu'elles retrouvent une activité d'une à deux semaines. Dans l'étang de la source médiane, la sortie de l'eau s'accompagne d'un dégagement de bulles d'air. Les émergences supérieures et médianes paraissent représenter des afflux d'eau partiellement indépendants, depuis la roche encaissante, ainsi que le révèlent leur température et leur conductivité (voir tableau 28).

Au début des crues, lorsqu'ils entrent en activité, et à la fin, la conductivité de chacun des afflux amont et médian présente des différences bien marquées (11 et 15.1.52 ; 19 et 24.3.52). Une égali-

sation tend à se produire dans la phase des débits maximums (12.1.52 ; 20.3.52). Chacune des crues que nous avons observées (janvier et mars 1952, juillet 1956 au tableau 29) débute par une émission d'eau fortement minéralisée, suivie rapidement d'un apport sensiblement moins salin. La conductivité remonte ensuite lentement.

Les sources supérieures du Merdasson doivent être regardées comme le trop-plein d'un réseau de drainage karstique à circulation relativement lente, dans les calcaires sous-jacents à l'Hauterivien marneux, dont le niveau de base se trouve à une altitude inférieure. Il se peut que ce dernier soit constitué par la Basse-Areuse, passant à 1-2 km au SW. En dépit de l'exposition au S du terrain dominant les

TABLEAU 28

Sources du Merdasson

Date		Sup. amont		Sup. médiane		Inférieure	
		T	K	T	K	T	K
		°C	m-m	°C	m-m	°C	m-m
17. XI. 51	m	8,5	368	8,3	370	9,1	426
11. I. 52	c	8,5	302	8,7	306	–	372
12. I.	c	8,5	288	8,3	289	–	–
15. I.	m	8,5	338	8,5	329	8,8	372
18. II.	b	tarie		8,6	308	8,8	393
19. III.	c	8,5	336	8,4	349	–	–
20. III.	c	–	302	–	302	8,8	355
24. III.	c	8,0	328	8,2	314	8,9	378
2. IV.	c	8,1	267	8,1	270	8,9	386
10. IV.	c	8,1	309	8,1	306	9,0	397
18. IV.	m	8,1	290	8,2	289	8,9	363

c = crue
m = eaux moyennes
b = basses eaux

sources, la température et la conductivité de l'eau restent relativement basses. Cela implique l'existence d'un champ collecteur élevé ou mal exposé au soleil, conditions remplies, par exemple, par les pentes supérieures du flanc oriental de la Tourne.

Sources inférieures. — A 150 m en amont du pont de la route Bôle–Boudry et à l'altitude de 497 m, jaillissent plusieurs sources, dans les berges du ruisseau, sur une trentaine de mètres de longueur.

Elles sortent des alluvions qui paraissent former, en cet endroit, un revêtement important. Les venues les plus fortes apparaissent sur la rive gauche. Frei (1943 *b*) les considère comme une décharge de l'Urgonien encaissant, à l'endroit où il passe sous la Molasse et suppose qu'elles ramènent au jour, au moins en partie, de l'eau qui se perd visiblement dans le lit du ruisseau, plus haut, sur le parcours des calcaires hauteriviens. Elles sont permanentes et leur débit d'étiage, alors que les infiltrations ont cessé en amont, s'élève à 400 l/min environ.

Les mesures de l'eau figurant au tableau 29 se rapportent à la veine la plus importante qui constitue l'aboutissement d'un drainage artificiel le long de la berge gauche. La température et la conductivité électrique en sont sensiblement plus élevées que celles des sources supérieures. La minéralisation paraît moins variable, au moins lors des crues (2-9.7.56). Ces mesures parlent en faveur d'un champ collecteur à basse altitude, formé vraisemblablement par l'aire d'affleurement du Crétacé superposé à l'Hauterivien marneux, que recouvrent d'importants gisements morainiques.

Sources de Rochefort

Le Crétacé du synclinal de Rochefort donne lieu à quelques sources de caractère tout à fait local. Les deux plus importantes d'entre elles ont été captées en vue de l'alimentation du village. L'une jaillit de l'Hauterivien supérieur, dans le repli synclinal septentrional, au Baliset (875 m). Son débit varie entre 4 et 50 l/min. L'autre consiste en une galerie de captage passant sous le village et les prés qui s'étendent à l'E. Celle-ci « s'ouvre dans l'erratique et traverse ensuite le Valangien et tout l'étage Hauterivien. C'est le synclinal de pierre jaune (Hauterivien supérieur) qui a probablement fourni la plus grosse quantité d'eau » (Schardt, 1898). Au cours d'une visite de cet ouvrage, nous avons pu nous convaincre que l'apport effectif des calcaires est faible, même en périodes humides. La majeure partie de l'eau provient d'un grand réseau de drainages artificiels dans les terrains meubles sus-jacents.

10. Température, conductivité électrique et caractères chimiques des eaux karstiques du bassin

En plus des mesures spéciales déjà rapportées en cours de description, nous résumons, sur un seul tableau (29), des séries de valeurs de température et de conductivité qui permettent une comparaison sommaire entre les différents points d'eau du bassin. Ces valeurs se

TABLEAU 29

	11. II. 50		14. II. 50		20. II. 50		2. VII. 56		4. VII. 56		9. VII. 56	
	T	K	T	K	T	K	T	K	T	K	T	K
B-V. du Buttes	°C	m-m	°C	m-m	°C	m-m	°C	m-m	°C	m-m	°C	m-m
Raies	7,3	250	7,0	259	7,2	274	7,5	306	7,4	309	7,6	303
Baume Longeaigue	7,3	250	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Tunnel Noirvaux	6,8	246	6,4	273	6,7	273	–	–	–	–	–	–
Doux	–	–	–	–	–	–	7,9	311	7,6	318	8,0	307
Commune	7,7	259	7,7	304	7,6	317	7,7	325	7,6	369	7,7	327
Longeaigue	6,3	242	6,4	251	6,5	262	6,9	267	6,9	275	7,2	271
Val-de-Travers S												
Raisse	6,6	241	6,7	264	6,8	253	6,7	242	6,7	258	6,9	248
Sourde	7,1	254	7,2	274	7,3	273	7,4	281	7,2	281	7,4	268
Combe-Garot sup.	–	–	–	–	–	–	7,6	232	7,8	221	7,7	228
Val-de-Travers N												
Doux, v. centrales	7,0	217	6,9	235	7,2	262	7,6	312	7,5	306	7,6	304
» V. W	–	–	7,0	249	7,3	260	7,6	315	7,5	306	7,6	304
Noiraigue	–	–	–	–	6,5	338	8,0	323	8,4	317	8,4	365
Ubena	–	–	–	–	–	–	7,6	332	7,8	333	8,0	328
Pont-de-la-Roche, r. g.	7,0	258	7,6	299	7,6	301	8,1	324	8,2	324	8,2	329
Grandes-Fontaines	–	–	8,7	300	8,8	284	–	–	–	–	–	–
Crêt-de-l'Anneau	8,6	321	8,4	329	8,6	342	8,6	328	8,4	324		–
Basse-Areuse												
Combe-Garot moyenne	–	–	–	–	–	–	10,2	344	10,1	336	10,2	328
» inf.	–	–	–	–	–	–	9,1	304	8,7	295	8,9	289
Gor de Braye sup.	–	–	–	–	–	–	–	–	11,3	–	11,3	–
» médiane	–	–	–	–	–	–	–	–	12,8	309	12,9	309
» inf.	–	–	–	–	–	–	–	–	8,5	296	8,7	327
Merdasson sup.	–	–	–	–	–	–	8,2	330	8,3	268	8,3	288
» inf.	–	–	–	–	–	–	9,1	377	9,1	358	9,1	363

rapportent à deux crues : la première, en février 1950, eut pour cause d'abondantes chutes de pluie sur une couche de neige. Le débit de l'Areuse atteignit un maximum de 71 m³/s le 11. La seconde crue fut provoquée par une chute de pluie continue, de 1 h. à 14 h. 30, le 2 juillet 1956. L'Areuse atteignit un débit maximum de 17,1 m³/s, le 3, à 6 h.

Les conditions expérimentales ne sont pas assez précises pour qu'on puisse considérer comme caractéristiques les variations subies par chacune des sources au cours de la crue et de la décrue. Ainsi, par exemple, lors des prélèvements du 2 juillet 1956, la résurgence de la Doux, à Saint-Sulpice, commençait à peine à réagir (16 h.), tandis que la Raisse et la Sourde étaient voisines de leur paroxysme (16 h. 30). Les valeurs mesurées ne se placent pas en des points identiques de la courbe de variation de chacune des sources.

On constate qu'il n'y a pas de rapport précis, à l'échelle de la crue, entre la température et la minéralisation totale exprimée par la conductivité. Si la température dépend de l'altitude et de l'exposition du bassin-versant, d'autres conditions encore interviennent dans la minéralisation. On remarque, par exemple, que les conductivités moyennes les plus basses caractérisent les sources du flanc méridional de la vallée, dont le bassin est très incliné au N et fortement boisé : sources de Longeaigue, de la Raisse, de la Sourde et surtout de Combe-Garot (supérieure).

Les trois grandes résurgences alimentées par les vallées et plateaux élevés du bassin : les Raies, la Doux et la Noiraigue, offrent des valeurs voisines.

Les maxima apparaissent aux sources dont le bassin est exposé au S.

Les analyses figurant au tableau 30 révèlent, dans l'ensemble, une grande uniformité dans la composition chimique des eaux. Certaines particularités ressortent toutefois, telles que le déficit en oxygène de la source hypertherme du Plan-de-l'Eau ou l'oxydabilité élevée de la Noiraigue, due aux résidus humiques des tourbières.

11. Coup d'œil rétrospectif

En décrivant les manifestations de l'hydrographie karstique du bassin, nous avons été amené à considérer plusieurs stades évolutifs :

Dans le territoire formant la zone d'altitude moyenne, qui comprend les plateaux du bassin récepteur du Buttes et les hautes vallées des Verrières, de la Brévine et des Ponts, la circulation souterraine, au sein des calcaires jurassiques supérieurs, a atteint un degré d'unifi-

TABLEAU 30

	Doux 30.VII.51	Raies 3.VIII.49	Raisse 3.VIII.49	Noiraigue 3.XI.55	Mine d'asphalte 12.IX.49 Plan incliné IV	Source du Plan-de-l'Eau N° 4 1.II.57	Galerie Moyats 21.VI.56	Source III *ter* 20.III.57	Source V, galerie 20.III.57	Gor de Braye médiane 1.II.57	Combe-Garot inf. 1.II.57	Merdasson inf. 1.II.57
Température *(°C)*	7,8	–	–	8,9	10,1	14,9	8,7	8,8	7,2	12,5	9,1	8,8
pH	7,30	7,06	7,30	6,74	7,58	7,89	8,13	7,60	7,84	8,01	8,09	7,72
Conductivité *(m-mhos)*	337	330	265	350	391	320	267	336	217	283	316	398
Résidu d'évaporation *(mg/l)*	244	244	200	290	310	260	200	250	150	240	245	330
» de calcination *(mg/l)*	232	232	190	245	275	245	190	225	135	225	230	305
Dureté *(mg CO_3Ca/l)* totale	290	280	225	275	285	255	200	245	150	245	260	310
Dureté *(mg CO_3Ca/l)* temporaire	230	230	185	255	245	210	190	225	140	230	230	280
Dureté *(mg CO_3Ca/l)* permanente	60	50	40	20	40	45	10	20	10	15	30	30
Oxydabilité *(mg MnO_4K/l)*	9,5	4,7	4,4	22,2	4,7	7,0	0,9	9,5	14,5	7,0	13,0	7,9
Chlorures *(mg Cl'/l)*	2	2	1	3	2	4	1	0	0	4	1	4
Oxygène dissous *(mg/l)*	–	–	–	6,76	–	4,33	11,9	8,86	–	12,4	–	11,3
Déficit en oxygène (%)	–	–	–	33,8	–	53,7	0	14,5	–	0	–	0

cation tel qu'il n'est plus limité que par la configuration du substratum argovien. Est-elle parvenue au stade de la dégénérescence, selon le schéma de Lehmann (1932, § 119), ou s'en approche-t-elle ? La question appelle une réponse nuancée. La rapidité des réactions des résurgences et leur caractère variable (1 à 200 pour la Doux) impliquent un régime torrentiel souterrain très prononcé, avec voies d'écoulement et orifices intérieurs largement développés. D'un autre côté, les hautes eaux dans la vallée de la Brévine (notamment dans la partie W) révèlent une insuffisance notoire des voies d'évacuation. Certaines sources temporaires ont des durées de fonctionnement qui trahissent un freinage souterrain important (Tunnel de Noirvaux, Tourniron). On rencontre donc, dans une même unité hydrographique, divers stades de développement. En retrait des grands canaux collecteurs aboutissant à la résurgence, il existe encore des zones à circulation relativement divisée et lente. Nous pensons que c'est là que réside le caractère propre du karst de notre région : son degré d'évolution dépend du développement relatif des grandes artères collectrices qui, de la source, remontent plus ou moins haut dans l'intérieur du bassin. Une telle constatation procède de conditions qui ne sont certes pas encore celles de la dégénérescence.

A l'opposé du karst unifié des parties élevées du bassin, nous trouvons le drainage divisé des gorges de l'Areuse. L'énergique érosion que subit ce sillon (favorisée par le caractère torrentiel des grandes résurgences du Val-de-Travers) abaisse constamment le niveau de base de la circulation souterraine dans des calcaires peu travaillés par la corrosion. Cet enfoncement gagne de vitesse l'unification du drainage par voies longitudinales. Il en résulte des sources nombreuses, représentant l'exutoire de réseaux circulatoires locaux, dont les conduits se font de plus en plus étroits vers le bas. Les niveaux d'eau, dans les fissures, subissent de lentes fluctuations dont l'amplitude dépasse 100 m. Les sources jaillissant à proximité du talweg ont un débit peu variable, dont les extrêmes excèdent rarement le rapport de 1 à 6. Elles possèdent chacune leur individualité quant à la température et à la minéralisation. On reconnaît avec évidence les caractères du karst juvénile, selon Lehmann.

La variabilité du débit des exutoires augmente à nouveau dans le domaine des calcaires de la Basse-Areuse. Les résurgences importantes de Combe-Garot et du Merdasson supérieur ne sourdent pas aux points les plus bas de l'affleurement des massifs rocheux. Il y a donc possibilité d'une dérivation partielle de leurs eaux vers des niveaux de base inférieurs, soit dans les gorges, soit aux décharges principales du flanc méridional de la première chaîne,

situées à proximité du lac de Neuchâtel. Ainsi, la variabilité des émissaires de la Basse-Areuse tient probablement moins à un degré avancé d'évolution des collecteurs qu'à la concurrence d'un niveau de base plus lointain et inférieur.

Dans le Val-de-Travers, entre Buttes et Noiraigue, les exutoires ont été relevés par le remblayage lacustre imperméable, lequel, au surplus, a diminué considérablement la pente du talweg. La circulation active a réoccupé des voies supérieures abandonnées et a trouvé plusieurs points de décharge possibles à altitudes voisines. Aux niveaux actuels, l'unification du drainage peut être regardée comme avancée. Plusieurs indices portent à croire qu'elle était moins grande aux niveaux inférieurs du talweg prélacustre. C'est, notamment, le fait que les gorges de l'Areuse n'opèrent pas de soutirage apparent des eaux des bassins de la Raisse et de la Sourde, non plus que de celles de la mine d'asphalte de la Presta. Par contre, elles influencent, probablement la circulation du flanc N de la vallée, ainsi qu'en témoignent les sources du Crêt-de-l'Anneau, mais les fuites qui s'y produisent sont d'importance réduite. En outre, l'existence des sources temporaires à durée d'activité relativement grande, du Tourniron, du Loclat et des Grandes-Fontaines, (dont la variabilité est probablement accentuée par le pompage de la mine) dénote une insuffisance des voies collectrices longitudinales au-dessous du talweg actuel, au moins jusque dans la région de Couvet.

CHAPITRE 8

Les nappes phréatiques

1. Val-de-Travers

Le noyau alluvial du Val-de-Travers, depuis Longeaigue jusqu'à Noiraigue, est occupé par une nappe phréatique continue dont le niveau est voisin de celui des cours d'eau superficiels. Il y règne une circulation conditionnée, sous le rapport des vitesses, par les extrêmes que représentent, d'un côté, les alluvions clastiques à grande perméabilité et, de l'autre, les limons lacustres faiblement perméables. De nombreux types intermédiaires de terrains compliquent le schéma général de l'écoulement. Les graviers sont disposés en couches de composition variable et entrecoupés de bancs de sable et de limon. Le milieu aquifère présente une *anisotropie* caractérisée par une perméabilité générale plus faible dans le sens vertical que dans le sens horizontal. Cette anisotropie n'influence pas le comportement de la nappe dans son ensemble, mais se manifeste par des anomalies à l'échelle locale. Le limon lacustre, formant la majeure partie du remplissage du talweg préglaciaire et la presque totalité du support des graviers fluviatiles, se comporte pratiquement comme une masse étanche : les apports d'eau à la nappe sont beaucoup plus considérables que le débit des circulations dont il est le siège. Celui-ci atteint toutefois des valeurs non négligeables, tout au moins dans la couche supérieure. Pour donner une image tout à fait exacte de la nappe, il conviendrait de prendre encore en considération les rapports existant entre le limon et le calcaire encaissant des flancs de la vallée.

La surface totale de la nappe phréatique du Val-de-Travers atteint 11 km². Les aires d'alluvions clastiques représentent, à elles seules, une étendue comprise entre 5,5 et 6 km².

Aire alluviale de Longeaigue a Boveresse

a) *Extension des graviers*

Les dépôts clastiques superficiels qui s'étendent de Longeaigue (850 m) à Boveresse (737 m), sur une longueur de 8,5 km, occupent

un espace de 4,5 km². En amont de Buttes, ils forment un étroit ruban, dont la largeur est comprise entre 50 et 100 m. De Fleurier à Buttes, ils s'étalent sur 4 à 500 m et, en aval de Fleurier, leur extension en largeur atteint un maximum de 1400 m (Pl. 1). A Fleurier, ils fusionnent avec la petite aire graveleuse qui occupe le fond du cirque de Saint-Sulpice.

Les sondages effectués jusqu'ici ont permis de reconnaître que la puissance des alluvions est d'au moins 17,5 m dans le cours inférieur du Buttes, en amont de Fleurier. Elle atteint un maximum de 10 à 11 m entre Boveresse et Fleurier, dans une zone située au N de la rivière.

En aval des localités de Boveresse et de Môtiers, les alluvions grossières cèdent leur place assez brusquement au limon lacustre. Toutefois, quelques digitations graveleuses subsistent encore dans ce dernier.

Le substratum imperméable est constitué, de Boveresse jusqu'à Buttes, par du limon et, à certains endroits, le long des bords de la vallée, par de la moraine. En amont de Buttes, il est présumable que les graviers reposent partiellement sur le Jurassique en place, lequel comprend notamment l'Argovien et le Séquanien inférieur.

b) *Perméabilité*

L'abaissement provoqué par pompage dans les puits permet de déterminer l'ordre de grandeur de la perméabilité, k, du milieu aquifère environnant, à l'aide de la formule de Thiem.

Comme nous ne connaissons pas le rayon d'action du captage, R, nous avons supposé qu'il est compris entre 50 et 1000 m. Pour ces limites, les valeurs de k sont :

	$R = 50$ m	$R = 1000$ m
Puits de Couvet :	$7{,}0.10^{-3}$ m/s	$1{,}1.10^{-2}$ m/s
Puits de Môtiers :	$9{,}1.10^{-3}$ m/s	$1{,}4.10^{-2}$ m/s
Forage 1955, Fleurier :	$2{,}4.10^{-3}$ m/s	$3{,}8.10^{-3}$ m/s

Ces quelques chiffres révèlent des perméabilités voisines de 10^{-2} aux puits de Couvet et de Môtiers. Elles sont très élevées et représentent probablement des maxima pour la nappe. Le forage effectué à Fleurier en 1955 (p. 219) a rencontré un terrain sensiblement moins perméable.

L'hétérogénéité du terrain étant de règle, ces perméabilités représentent des moyennes locales. De grandes différences existent sur la hauteur de la couche aquifère et l'on doit admettre que la circulation de l'eau a lieu, en majeure partie, dans certains niveaux particulièrement propices.

c) *Décharges de la nappe*

L'eau souterraine est animée d'une circulation générale d'amont en aval. Le long de la région frontale de l'aire alluviale, vers Boveresse et Môtiers, le freinage de l'écoulement, par suite de la diminution de la perméabilité, contraint l'eau à affleurer. Elle émerge sous la forme de sources, dont les plus importantes se trouvent dans la partie S du village de Boveresse. Ces dernières, au nombre de six, formaient autrefois trois ruisseaux. En 1945, toute la région a été assainie. Les émergences sont saisies par un réseau de drainage et évacuées dans un collecteur à ciel ouvert qui emprunte approximativement le tracé de l'ancien *Grand-Fossé*. Ce canal rejoint l'Areuse en aval du Gibet, à un niveau tel que le remous de la rivière, au moment des hautes eaux, ne contrarie pas la décharge de la nappe phréatique. C'est, en effet, l'insuffisance des canaux d'évacuation, lorsque le débit des sources s'élevait, qui causait autrefois, à l'occasion de chaque crue importante, les inondations de la plaine de Boveresse.

Le débit total des sources, mesuré dans le Grand-Fossé actuel, varie entre 150 et 800 l/s. Ces déterminations datent d'avant les travaux de correction qui eurent lieu en amont de Môtiers, dès 1952.

Quelques points de décharge secondaires existent près de Môtiers. Les prés situés au N de ce village, sur la rive droite du Bied, sont assainis par des drainages dont l'eau alimente un collecteur à ciel ouvert qui traverse obliquement le marais de Môtiers. A l'occasion de travaux de réfection de ces drainages, au printemps 1951, nous avons pu constater l'existence de sources jaillissant de bas en haut, au fond de certaines tranchées creusées dans le limon superficiel. Il s'agit, très probablement, de poussées artésiennes depuis des graviers sous-jacents, liées plus particulièrement à l'écoulement souterrain des alluvions du corridor de Môtiers. Le 19 février 1954, en période d'étiage (Areuse aux Moyats : 3,4 m^3/s), nous avons mesuré dans le collecteur un débit de l'ordre de 800 l/min.

Au cours des travaux de correction de l'Areuse, le canal auxiliaire allant de Fleurier à Môtiers a été asséché durant plusieurs mois. A 200 m en amont du pont de la route Môtiers–Boveresse, la nappe phréatique commençait à affleurer dans le fond. Elle formait des sources, surtout du côté de la berge S (mais aussi de l'autre), dont quelques-unes étaient relativement importantes. La plupart, cependant, n'étaient que des filets d'eau d'apparence insignifiante. Plusieurs d'entre eux possédaient une teneur élevée en fer qui formait un abondant dépôt d'hydroxyde près du point d'émergence. Le 19 février 1954, en période de basses eaux, le débit total des sources était d'environ 1000 l/min. A l'entrée du même canal, dans les parages des

Cornées, le barrage établi pour en détourner l'eau laissait échapper un débit de 500 l/min qui se perdait totalement par infiltration, sur une distance de 300 m.

En dehors de la zone des sources frontales, il existe, en amont, le long des cours d'eau, plusieurs décharges locales de la nappe sous forme de filets sortant au voisinage des berges et, probablement aussi, au fond du lit.

Nous en avons observé aux endroits suivants :

— sur les deux berges du Buttes, à Longeaigue, en amont et en aval du captage d'eau potable de Buttes ;
— dans la semi-cluse de la Doux, en amont de Buttes ; les filons les plus importants sont captés (p. 153) ;
— dans le lit du Buttes, à proximité des sources des Raies ;
— dans le Bied de Môtiers, en aval de la Sourde (p. 214) ;
— plusieurs émergences apparaissent aussi dans le pré des Iles occupant l'intérieur du méandre que fait l'Areuse, immédiatement en amont du Pont-de-la-Roche. Elles alimentent un petit ruisseau.

Un volume d'eau, relativement constant, est soutiré de la nappe par les puits d'alimentation en eau potable des localités de Fleurier, de Môtiers et de Couvet. Ceux de Fleurier et de Couvet sont exploités durant toute l'année, tandis que celui de Môtiers fournit seulement un appoint au cours des périodes sèches.

d) *Alimentation de la nappe*

Précipitations atmosphériques. — D'après la carte pluviométrique de Uttinger (1948), l'impluvium de la nappe est compris entre les isohyètes annuelles de 140 et 160 cm. On peut admettre qu'il reçoit, en moyenne, une lame d'eau annuelle de 145 cm. En attribuant à l'évapotranspiration une part de 44 cm (déterminée à l'aide de la formule de Turc, p. 280, pour une température moyenne de 7,4° à 750 m), on obtient, pour les 4,5 km^2 de la nappe, un apport d'eau effectif de $4{,}6 \cdot 10^6$ m^3 correspondant à un débit permanent de 145 l/s. Dans le cas d'une année très sèche, comme 1949, cet apport se réduit à $1{,}8 \cdot 10^6$ m^3, soit 57 l/s (précipitations moyennes, 90 cm ; température, 8,8° ; évaporation, 50 cm).

Ruissellement des flancs de la vallée. — Dans les flancs de la vallée où affleurent des terrains de faible perméabilité, un ruissellement se produit au sein de la couche superficielle du sol. L'eau des pentes tend ainsi à gagner la nappe souterraine du talweg. Comme, en général, les alluvions latérales ont une perméabilité médiocre, cet afflux d'eau

maintient le niveau phréatique proche de la surface. Il peut même y provoquer la formation de sources temporaires ou permanentes, lorsque la vitesse de filtration est par trop diminuée.

Le cas se produit, par exemple, dans la région du Pré-Monsieur, à l'E de Fleurier. En cet endroit, le flanc molassique a été entamé et occupé à la base par un méandre de la rivière. Les alluvions abandonnées au pied de la pente offrent une perméabilité réduite. L'afflux d'eau subsuperficiel de la Molasse y produit un état de saturation permanent jusqu'au voisinage de la surface du sol. Pour rendre le terrain cultivable, il a été nécessaire de l'assainir par un drainage général qui, en dépit de son caractère superficiel (0,5 à 0,8 m de profondeur), fournit au collecteur principal un débit allant de 10 l/s en périodes sèches à 100 l/s, lors des hautes eaux.

Un phénomène analogue a lieu dans le cirque de Saint-Sulpice : le ruissellement des pentes argoviennes livre un apport d'eau important à la nappe phréatique. Dans le pré des Iles, en amont du Pont-de-la-Roche, il semble même que cet afflux soit la principale source d'alimentation de la nappe, ainsi qu'il ressort des recherches faites de 1946 à 1949 par la commune des Verrières. Les six sondages effectués à cette occasion, dans la partie aval du pré, ont rencontré une tranche d'alluvions de 3 à 4 m, reposant sur le limon lacustre. La composition de ces dernières varie d'un endroit à l'autre : les graviers sont fréquemment interrompus par des lits de sable ou de limon. L'eau affluant de la pente située au S maintient le niveau de la nappe phréatique à une profondeur moyenne de 0,5 m, avec des fluctuations très faibles : 27 cm seulement, de mai à novembre 1949 (fig. 23, puits N° 5). Plusieurs sources permanentes prennent naissance près du bord du dépôt alluvial et alimentent un petit ruisseau, à raison d'une centaine de litres par minute. Deux des forages furent soumis à des essais de pompage. Leurs débits maximum stabilisés atteignirent respectivement 160 et 330 l/min et, durant ces soutirages, les sources ne subirent pas de diminution sensible. Lors d'un de ces essais, en période de basses eaux, nous avons fait les mesures de température et de conductivité suivantes :

TABLEAU 31

Date	Pompage	Source nappe		Areuse	
	K	**T**	**K**	**T**	**K**
	m-m	*°C*	*m-m*	*°C*	*m-m*
25. VII. 49 (12 h.)	357	10,3	348	12,3	315
27. VII. 49 (15 h.)	356	10,6	343	13,0	317
29. VII. 49 (16 h.)	353	11,0	352	15,8	313

L'eau de la nappe présente une salinité nettement plus élevée que celle de l'Areuse, ce que nous considérons comme une indication qu'elle provient plutôt du ruissellement des pentes que de la rivière. Au surplus, son caractère superficiel est révélé par la température estivale élevée de la source, ainsi que par sa variabilité au cours des saisons chaude et froide (tableau 25).

Alimentation par les flancs calcaires. — Dans le voisinage des résurgences jaillissant au pied des flancs de la vallée, les alluvions à forte perméabilité paraissent être en contact direct avec la roche calcaire. On doit admettre, comme règle générale, qu'en toutes ces sources des veines inférieures au niveau du sol s'épanchent directement dans la nappe phréatique, indépendamment de l'infiltration qui peut se produire sur le parcours superficiel des eaux dès le point d'émergence.

Le phénomène est particulièrement sensible à la source de la Sourde. Lorsqu'en périodes de sécheresse, elle cesse de couler, on observe, en aval, dans le lit alluvial du Bied de Môtiers, des sorties d'eau dont les premières apparaissent à peu de distance de la résurgence. Leur débit peut être estimé à 2000 l/min au maximum. Si la sécheresse se prolonge, elles tarissent successivement d'amont en aval. Leur faible minéralisation ainsi que leur température dénotent leur relation avec les calcaires encaissants. Les mesures suivantes, se rapportant à une émergence importante dans le lit du Bied, à 350 m de la Sourde, illustrent cette parenté :

TABLEAU 32

	Sourde		Lit du Bied		Sources de Boveresse	
	T	K	T	K	T	K
	°C	m-m	°C	m-m	°C	m-m
4. VII. 49	7,5	288	–	–	8,3	333
23. VII. 49	7,9	290	–	–	9,0	342
5. VIII. 49	tarie		8,1	286	9,1	334
7. X. 49	tarie		8,5	286	10,1	338

Ces quelques chiffres montrent la nette différence de salinité existant entre l'eau karstique et celle de la nappe phréatique, représentée par les sources de Boveresse. L'émergence du lit du Bied a une parenté évidente avec la première.

Un cas analogue se présente à Buttes, à la hauteur de la source des Raies. Lorsque le cours d'eau est complètement tari, ce qui arrive au cours des périodes très sèches, des émergences apparaissent dans son lit, à proximité des sorties aval de la résurgence.

Ces deux exemples autorisent à supposer que le phénomène est

général. Il se produit sans doute aussi à la Raisse et au Pont-de-la-Roche, ainsi qu'aux résurgences secondaires du vallon de Buttes : celles de Longeaigue, de la Commune et de la Doux.

Alimentation par les cours d'eau. — Nous avons mentionné (p. 212) que, lors d'un assèchement temporaire du canal auxiliaire de Fleurier à Môtiers, en 1954, un débit d'au moins 500 l/min se perdait par infiltration dans sa partie supérieure, aux Cornées. Le lit avait été approfondi récemment de sorte que les graviers n'avaient pas eu encore la possibilité de se colmater. Au cours des périodes sèches, la totalité des eaux du Buttes disparaît dans les alluvions, en aval de Longeaigue. Le Sucre également se perd dans la partie supérieure de son cône de déjections.

Ces observations indiquent que, là où le niveau phréatique est inférieur au plancher des cours d'eau, ceux-ci fournissent une contribution à la nappe. Quelques auteurs, dont R. et A. Kœchlin (1945), considèrent le lit mineur des cours d'eau en terrain alluvial comme totalement étanche. Kœhne (1948, p. 98) combat cette opinion. Il a été amplement démontré (cf. notamment Hug, 1918, p. 63) que les graviers de la partie supérieure des deltas et cônes sont extrêmement perméables et donnent lieu à une forte infiltration. Cette dernière est moins importante dans la partie aval des aires alluviales où l'activité du charriage diminue.

Dès que le niveau des eaux superficielles s'élève au-dessus du lit mineur, l'infiltration augmente dans une forte proportion. On observe, par exemple, que les crues de l'Areuse s'accompagnent d'une montée presque simultanée de la nappe, dans le puits de Fleurier, situé en aval de cette localité et distant de la rivière de 70 m. Un cas précis en est illustré par la figure 20 qui représente l'enregistrement du niveau de l'eau dans l'ouvrage, avec ses fluctuations dues au pompage. Lors de la crue du 17 décembre 1949, dont le début eut lieu à 13 h. aux Moyats (et probablement vers 9 h. à Fleurier), une brusque montée de la nappe s'amorça peu après midi (t_o). La dépression normale provoquée par le pompage fut interrompue subitement. Pendant les heures qui suivirent, la hausse se développa rapidement ; elle atteignit un maximum de 0,8 m dans la nuit du 17 au 18, tandis que la dépression du pompage se réduisait de 1 à 0,7 m.

L'élévation du niveau phréatique engendrée par les crues de la rivière se propage rapidement dans toute l'étendue de la nappe, probablement en partie par un effet d'onde. La figure 21 en illustre un exemple : une petite crue de l'Areuse, bien caractérisée, se produisit le 2 août 1950, à la suite de fortes pluies orageuses qui cessèrent le même jour vers 9 h. A côté du débit enregistré aux Moyats, nous

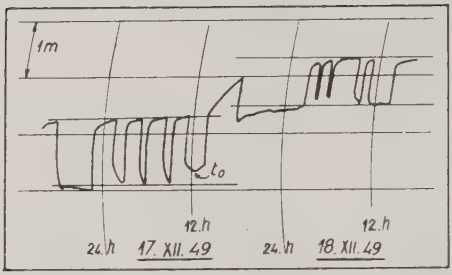


Fig. 20. — Enregistrement du niveau de l'eau dans le puits de Fleurier, pendant la crue du 17 au 18 décembre 1949.

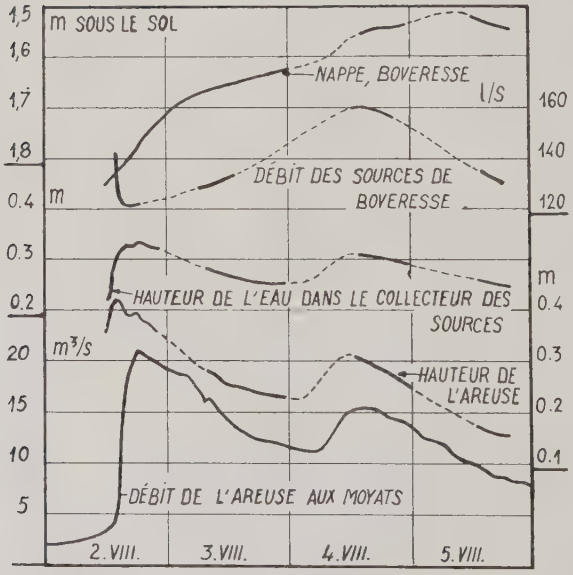


Fig. 21. — Répercussion d'une crue de l'Areuse sur la nappe souterraine à Boveresse (août 1950).

faisons figurer la variation du niveau de l'eau dans le canal auxiliaire, mesurée par rapport à un repère non coté, au pont de la route Môtiers–Boveresse. Le décalage des maxima des deux courbes est de quatre heures. Une pointe secondaire provoquée par de violentes averses, dont la dernière se produisit au cours de la nuit du 3 au 4, entre 23 h. et 1 h., eut lieu dans l'après-midi du 4. La montée de la nappe, à Boveresse, mesurée dans un tube piézométrique placé à 120 m au NE du puits de Couvet, avait déjà commencé trois heures après le début de la crue, en partie sous l'influence de l'infiltration directe des précipitations. Il est présumable, toutefois, que celle-ci fut peu importante, l'évaporation et la rétention de la couche arable ayant dû la réduire fortement. En effet, en calculant l'évaporation ainsi que nous l'avons fait au chapitre 11 (p. 289), on constate que le volume d'eau évacué par l'Areuse, au cours de cette crue qui suivit une période sèche, représente 21 mm, soit le quart seulement des 86 mm apportés par les précipitations sur l'ensemble du bassin. La montée se fit régulièrement, à la vitesse d'un centimètre par heure. Elle se ralentit ensuite et atteignit une cote maximum au cours de la matinée du 5. Le débit des sources de Boveresse, donné par quelques mesures approximatives faites dans le collecteur à ciel ouvert (qui n'évacue, en son début, qu'une partie de l'apport des sources, le reste s'écoulant dans un canal souterrain parallèle), se révèle dépendant de deux influences contradictoires : d'une part, la montée relativement lente de la nappe qui tend à l'augmenter et, d'autre part, la crue rapide de l'Areuse qui produit un remous dans le collecteur, dont résulte une diminution de la capacité d'évacuation. Ainsi, au moment de la pointe, le débit du collecteur baissa subitement puis remonta, pour atteindre son maximum qui coïncida à peu près avec la crue secondaire et non avec le niveau le plus élevé de la nappe au puits d'observation. Le fait que cette dernière ait continué à monter pendant la décroissance des écoulements superficiels met en lumière l'inhomogénéité du terrain en ce qui regarde la perméabilité.

La conclusion qui nous paraît se dégager des observations rapportées ci-dessus est, qu'à Boveresse, la nappe a subi une élévation de niveau disproportionnée à l'apport direct des précipitations : 33 cm pour une chute de pluie de 55 mm à Couvet, dont certainement plus de la moitié n'a pas pénétré dans la profondeur. La disproportion est encore accentuée par le fait que l'augmentation du débit des sources devait tendre à amortir le flux de l'eau souterraine (sauf au début, où une diminution provoqua momentanément le phénomène inverse). La cause principale de la montée réside dans l'arrivée de deux ondes correspondant aux deux crues de la rivière. L'écart entre la seconde pointe et le niveau maximum de la nappe fut de vingt heures.

e) *Incidences de la correction de l'Areuse sur la nappe*

Dans le cadre des travaux de correction de l'Areuse, le plafond du canal auxiliaire allant de Fleurier à Môtiers a été approfondi de 0,6 à 1 m au cours des années 1953-1954. Il s'agissait, en réalité, d'un curage destiné à rétablir le canal dans son état primitif. A part le fait qu'il en résulterait un accroissement temporaire de la perméabilité du lit mineur, il était bien difficile d'en prévoir les répercussions sur la nappe phréatique.

A Boveresse, le niveau de la nappe n'a pratiquement pas changé. Le puits de Couvet a conservé son rendement antérieur et le débit des sources ne paraît pas avoir été sensiblement modifié. Par contre, le puits de Fleurier, aux Cornées, a subi un sérieux préjudice sur lequel il vaut la peine de s'arrêter. Alors qu'avant le curage on pouvait y prélever en toute saison 1000 m³ d'eau par jour, après les travaux, son rendement se réduisit de plus de la moitié en périodes sèches. Or, tandis que le canal avait été approfondi de 0,8 m, dans les parages du puits, le niveau des basses eaux phréatiques, au repos, s'établit à 30 cm seulement au-dessous de celui de 1949. La puissance de la nappe passa de 3,7 à 3,4 m environ. La question se posa de savoir comment une si faible réduction de la couche aquifère avait pu entraîner une telle diminution de débit. Un certain nombre de tubes piézométriques permirent d'établir des courbes isohypses de la nappe autour du puits, pendant le pompage, en différentes époques. Nous donnons à la figure 22

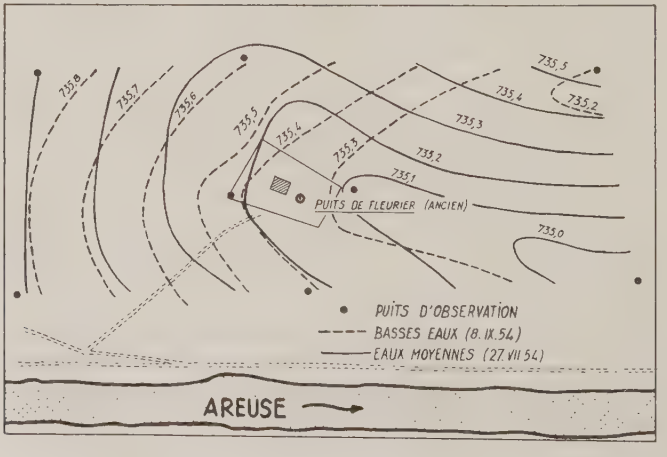


Fig. 22. — Isohypses de la nappe souterraine au voisinage du puits de Fleurier, en basses eaux et en eaux moyennes.

la situation telle qu'elle se présentait en basses eaux, le 27 juillet 1954, et en eaux moyennes, le 8 septembre. Le pompage provoque une dépression orientée dans le sens de l'écoulement naturel de la nappe. En basses eaux, elle se dirige obliquement vers le canal de l'Areuse, indiquant que l'eau souterraine tend à gagner la rivière. En eaux moyennes, par contre, elle montre un écoulement de la rivière dans le terrain. Lorsque, avant le curage, le lit du canal était à niveau plus élevé de 0,8 m, il est présumable que les conditions illustrées par les isohypses du 8 septembre régnaient durant toute l'année, y compris lors des périodes sèches. Le puits recevait un apport abondant de la rivière. A la suite des travaux, l'afflux d'eau du terrain, en amont de l'ouvrage, maintient le niveau de la nappe relativement élevé, mais il n'est plus possible, à cause de la trop faible épaisseur de la couche aquifère, de réaliser, en période d'étiage, une dépression permettant un apport suffisant depuis le canal.

Un emplacement favorable pour l'établissement d'un nouveau puits fut déterminé par sondage, à 140 m au NW de l'ancien et à 250 m du canal. Comme on pouvait le supposer, la nappe s'y est révélée beaucoup moins dépendante du cours d'eau, ce qu'indiquent, en particulier, les analyses effectuées lors des pompages d'essai, en cours de forage.

TABLEAU 33

	6. I. 55			2. XII. 55		
	Canal	Puits	Forage	Canal	Puits	Forage
Température, °C	6,9	8,1	8,4	7,4	9,0	9,7
Dureté totale (mg CO_3Ca/l)	235	280	320	250	270	295
» temporaire (mg CO_3Ca/l)	225	265	290	235	255	275
Oxydabilité, mg MnO_4K/l	7,6	5,1	7,9	53,8	5,1	4,6
Oxygène dissous, mg/l	–	8,1	8,5	11,3	6,7	7,2
Déficit en oxygène, %	–	32	28	6	42	37

L'augmentation de la température et de la dureté entre l'eau superficielle et l'eau souterraine rencontrée par le forage est normale. On constate que l'ancien puits donne des valeurs intermédiaires, dénotant l'influence de l'infiltration du canal.

Un pompage permanent de longue durée fut effectué dans le forage, pendant les basses eaux du mois de février 1956. Du 21 au 29, soit pendant neuf jours, le débit fut maintenu invariablement à 1300 l/min (1870 m^3 par jour). Le niveau rabattu subit une baisse régulière de 0,5 m durant cette période. Nous avons cherché à savoir si ce fait devait être interprété comme un épuisement — relativement rapide — de la nappe, en l'absence d'une réalimentation suffisante par

la rivière. Il s'agissait de déterminer à quelle baisse du niveau phréatique naturel (c'est-à-dire non rabattu par le pompage) correspondait cette dépression de 0,5 m. A l'aide de la formule de Thiem, et en supposant que la puissance de la nappe non rabattue était comprise entre 4,2 et 4,7 m, le 21 février, on voit que la baisse de 0,5 m résultait d'un affaissement du niveau phréatique naturel de 0,24 à 0,26 m (suivant qu'on admet 4,2 ou 4,7 m pour la puissance initiale). Au cours de la période considérée, le débit de l'Areuse passa de 3,6 à 3,1 m^3/s. Il semble bien qu'une baisse de la nappe de 25 cm en neuf jours, à un moment où les eaux sont basses, excède la vitesse d'abaissement naturel à l'approche de la stabilisation inférieure (voir ci-dessous). Il y a lieu de supposer que le prélèvement des 1300 l/min n'était pas compensé entièrement par la réalimentation naturelle et que la nappe s'épuisait.

f) *Niveau de la nappe*

Le niveau de la nappe souterraine dépend constamment des valeurs de l'apport et de la décharge. Il a pu être étudié au cours des années 1949-1950, grâce à une vingtaine de puits d'observation de petit diamètre, établis à l'occasion des travaux de correction de l'Areuse.

La variation du niveau aux points les plus caractéristiques, pendant les mois de mai à novembre 1949, est donnée par la figure 23 (puits N^{os} 2 à 19). Deux faits particuliers ressortent de ces diagrammes. D'une part, l'amplitude des oscillations, au cours de la période considérée, varie beaucoup d'un endroit à l'autre. Elle est minime aux puits N^{os} 2, 5 et 11, tandis qu'elle atteint un maximum de près de 1,5 m au puits N^{o} 3. Toutefois, elle reste faible en valeur absolue et ce sont surtout les grandeurs relatives qui en font la particularité.

D'autre part, tous les niveaux tendent vers une stabilisation inférieure. Certains y parviennent en juillet déjà, tandis que d'autres ne l'atteignent qu'en septembre. En octobre, par exemple, on peut admettre qu'il y a égalité entre l'apport et la décharge. Le 18 octobre, cette dernière atteignait, aux sources de Boveresse, 150 à 180 l/s auxquels il faut ajouter environ 35 l/s représentant le prélèvement par les pompages.

Alluvions du Sucre

Le cône de déjections du Sucre débute par un mince ruban de cailloutis occupant le fond encaissé de la semi-cluse de ce torrent, depuis le point de confluence du ruisseau des Cambudes, vers 800 m d'altitude. Il s'élargit progressivement vers l'aval et, dès la sortie de la gorge, il s'étale largement dans la vallée, dont il atteint le flanc

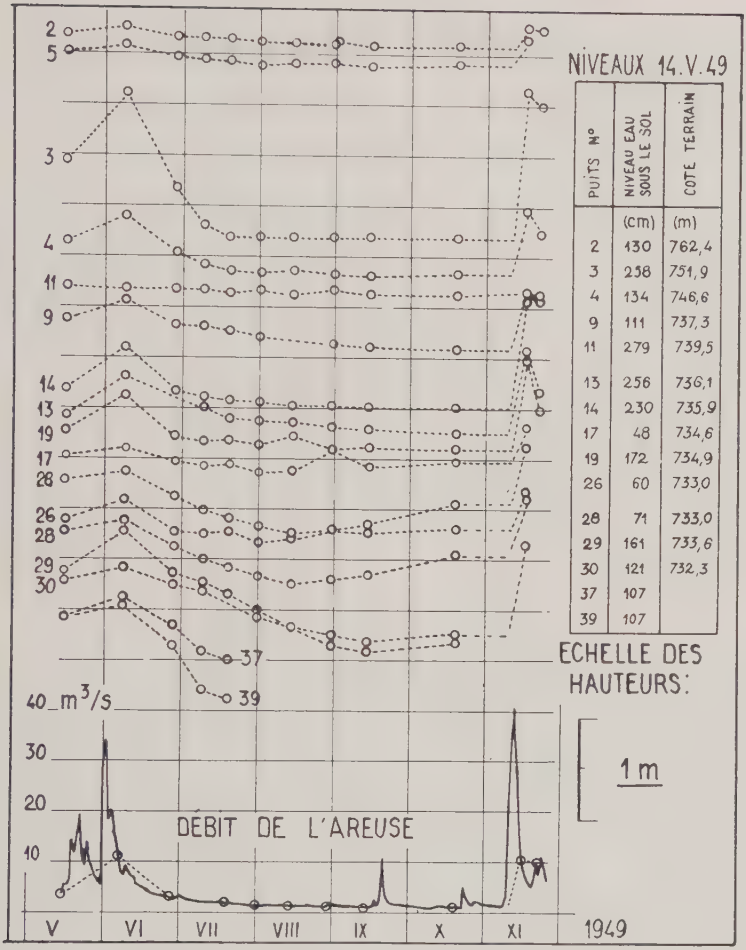


Fig. 23. — Niveaux de la nappe souterraine en différents puits d'observation, de mai à novembre 1949.

2. pt 532970/193500 — 3. pt 534100/193930
4. » 534720/194670 — 9. » 535610/195390
11. » 535360/195740 — 13. » 535960/195810
14. » 536100/195570 — 17. » 536770/195590
19. » 536080/196430 — 26. » 536700/196730
28. » 537440/196400 — 29. » 537640/197090
30. » 537950/197020 — 37. » 542550/199070
39. pt 543750/200470

méridional. Une partie de ses matériaux a été reprise par l'Areuse et déposée tardivement en aval de Couvet, jusque dans la région du Bois-de-Croix.

Ainsi comprise, l'aire alluviale du Sucre mesure 1,1 km². L'épaisseur des graviers au-dessus du limon lacustre est de 1 à 3 m dans le talweg actuel, à 150 m en amont du viaduc du chemin de fer. Elle atteint 13,5 m au puits de la commune de Couvet situé en bordure du torrent, à 200 m de l'Areuse, c'est-à-dire dans la partie terminale du cône. Le lit de la rivière, tel qu'il résulte de la correction de 1949, atteint le substratum imperméable (limon lacustre et Molasse du flanc méridional) sur toute la longueur du front du cône. Parmi les matériaux repris et étalés en aval par l'Areuse, les graviers les plus grossiers paraissent former une bande longitudinale sur la rive droite, où ils atteignent une puissance de 4 à 5 m. De part et d'autre de cette bande, et notamment dans l'angle mort du Tourniron, sur la rive gauche, ils sont moins épais et moins perméables.

Deux nappes phréatiques occupent, l'une, la partie inférieure du cône et l'autre, les alluvions transportées en aval. Elles présentent une indépendance presque complète du fait de la séparation causée par le sillon de l'Areuse.

a) *Nappe du cône du Sucre*

Dans son cours supérieur, le Sucre conserve toujours un certain débit, malgré que la plupart de ses sources aient été dérivées pour l'alimentation en eau potable de Couvet. Par contre, dès qu'il parvient sur son cône, une infiltration active se produit et le dessèche complètement à l'étiage. Ce n'est que lors des crues et dans les quelques jours suivants que ses eaux atteignent l'Areuse. Le cône est donc le siège d'un sous-écoulement alimenté, d'une part, par les infiltrations du torrent et, d'autre part, par les précipitations tombant sur sa surface et dont l'apport atteint le même ordre de grandeur qu'à Boveresse. Ce sous-écoulement a pour niveau de base l'Areuse et, sur la rive gauche de celle-ci, la nappe phréatique des alluvions étalées en aval.

Des débordements dans l'Areuse ont été effectivement mis en évidence par les travaux de correction, en 1949-1950. Plusieurs venues d'eau, de quelques dizaines de litres à la minute, furent coupées par l'abaissement du lit, notamment aux abords de la passerelle du Quarre. Elles sont maintenant cachées sous les perrés mais, en hiver, la neige disparaît rapidement aux endroits où elles arrivent.

En 1955, la commune de Couvet a fait construire un puits dans la partie aval du cône, près de la berge droite du Sucre, à 200 m de

l'Areuse. Le terrain y est constitué par une couche relativement uniforme de gravier grossier, épaisse de 13,5 m et reposant sur du limon lacustre gris. Le fond de la formation aquifère se trouve ainsi à la cote approximative de 728 m, soit à 3 m au-dessous du lit de l'Areuse à l'embouchure du Sucre. Le niveau phréatique se tient à la profondeur moyenne de 8 m, c'est-à-dire à 2,5 m au-dessus du plafond de la rivière. La pente de l'eau souterraine est élevée : 12 ‰. La perméabilité autour du puits, calculée par la formule de Thiem à l'aide des indications obtenues lors des essais de pompage, atteint l'ordre de grandeur de 2 à 3.10^{-3} m/s.

La pente élevée de la nappe est en contradiction apparente avec la forte perméabilité rencontrée par le puits. Cette anomalie doit être imputée à l'inhomogénéité de la masse alluviale, probablement due à la structure deltaïque.

Le débit prélevé dans le puits est de 1500 l/min. Une analyse chimique de son eau figure au tableau 34 (N° 2). Elle révèle une minéralisation plutôt forte et une dureté permanente élevée. Celle-ci varie, dans les analyses que l'on possède jusqu'ici, entre 10 et 60 mg CO_3Ca/l. Cela pourrait être une indication du caractère sporadique des infiltrations d'eau du Sucre, dû à la variabilité du régime.

b) *Nappe des alluvions de l'Areuse*

Les graviers étalés sur le limon lacustre, en aval de Couvet, contiennent une nappe phréatique dont le niveau est fortement dépendant de celui de l'Areuse. Cette nappe reçoit les apports d'eau suivants :

1. Infiltration des précipitations atmosphériques. Leur apport, par unité de surface réceptrice, est du même ordre de grandeur qu'à Boveresse.

2. Débordements souterrains du cône du Sucre, sur la rive gauche de l'Areuse, au Tourniron. Cette alimentation, probablement permanente, maintient le niveau phréatique peu variable, proche de la surface du sol et supérieur au plan d'eau de la rivière. Durant la période de mai à novembre 1949, l'amplitude maximum des variations a été de 0,6 m. Le niveau minimum, observé le 1er août, était à 0,85 m sous la surface du sol, soit à 728,5 m. Un nivellement approximatif fait ce jour-là nous indiqua que le plan d'eau de l'Areuse était inférieur de quelques décimètres.

3. Afflux depuis les calcaires du flanc N de la vallée. Au cours des périodes de très hautes eaux une résurgence temporaire apparaît au Tourniron (p. 174). On peut admettre qu'une certaine fraction de l'eau karstique pénètre directement dans la nappe phréatique. La

TABLEAU 34

	1	2	3	4	5	6	7
Date	30. I. 53	10. VII. 56	30. I. 53	18. VII. 58	18. VII. 58	18. VII. 58	18. VII. 58
Température, °C	7,4	7,2	7,0	10,2	8,3	8,0	15,3
Conductivité, *m-mhos*	298	332	325	475	342	332	312
Dureté totale (mg CO_3Ca/l)	255	270	260	315	220	225	230
» temporaire (mg CO_3Ca/l)	210	215	230	290	210	220	225
» permanente (mg CO_3Ca/l)	45	55	30	25	10	5	5
Oxydabilité, *mg* MnO_4K/l	5,4	7,3	6,0	7,3	7,6	6,6	11,7
Oxygène dissous, *mg/l*	8,8	9,7	9,3	5,3	10,5	10,6	12,9
Déficit en oxygène, %	27	9	24	54	0	0	0

1, Décharge de la nappe phréatique à Boveresse ; **2,** Puits de la commune de Couvet dans les alluvions du Sucre ; **3,** Nouveau puits Dubied ; **4,** Puits de la commune de Travers au Bois-de-Croix ; **5,** Source au pied du cône du Crozet, Bois-de-Croix ; **6,** Puits de la maison du Loclat ; **7,** Areuse à la Presta.

réciproque, à savoir le débordement de la nappe dans les calcaires, en périodes de basses eaux, doit être tenue pour possible. Cependant, la perméabilité du matériel alluvial diminue sur le bord de la vallée de sorte que les échanges avec la roche encaissante ont probablement un caractère restreint.

4. Ruissellement du flanc molassique méridional.
5. Infiltrations de l'Areuse.

Les deux derniers apports d'eau conditionnent le régime de la nappe sur la rive droite de la rivière et plus particulièrement dans la zone des graviers très perméables. Il est possible de s'en rendre compte par les fluctuations de niveau que subissent les puits des usines Dubied :

Jusqu'en 1949, cette entreprise disposait de l'eau de six puits, creusés sous les bâtiments et qui traversaient toute l'épaisseur du terrain aquifère, comprise entre 4 et 5 m. En 1950, le lit de l'Areuse fut abaissé de plus d'un mètre, jusque dans le substratum imperméable. Il en résulta un tarissement compréhensible des puits au cours des périodes sèches, à l'exception de celui qui se trouve le plus en aval. Ce dernier, qui conserve à l'étiage environ 1 m d'eau, indique la proximité de la limite amont du réservoir souterrain, dans les conditions actuelles. Il est sujet à des fluctuations relativement grandes et son niveau minimum est sensiblement *inférieur* à celui de l'Areuse passant à 25 m, ainsi qu'il ressort d'une série d'observations effectuées au cours des basses eaux d'août 1950.

Le comportement de ce puits ne s'explique que par l'existence d'une gouttière longitudinale contenant les alluvions les plus perméables. D'après l'étude géoélectrique qu'en a faite M. Poldini (1950), elle s'abaisse à 1,5 m au-dessous du lit mineur de l'Areuse. En basses eaux, elle possède une circulation propre, d'amont en aval et reçoit principalement l'apport du ruissellement de la pente molassique. Lors des crues, elle est envahie par les eaux de l'Areuse, grâce au fait que celles-ci atteignent la partie perméable de la berge.

La circulation régnant dans la gouttière est mise en évidence par les puits-perdus des usines. Ceux-ci restituent au sous-sol certaines eaux industrielles fortement chargées en sels minéraux. Le 27 juillet 1949, par exemple, un échantillon prélevé dans l'un des puits d'alimentation (bâtiment B) accusait une conductivité électrique de 840 m-mhos. Le 5 août suivant, après une semaine de vacances durant laquelle toute activité avait cessé dans les usines, la conductivité de l'eau du même puits était tombée à 354 m-mhos, indiquant ainsi la disparition presque complète de la pollution chimique.

A l'aval des usines, la gouttière existe toujours, mais elle est en

relation permanente avec l'Areuse. En août 1950, les niveaux d'étiage et de hautes eaux restent voisins dans un tube d'observation situé à 150 m des usines et dans la rivière distante d'environ 100 m. A partir de cet endroit, l'Areuse reçoit le trop-plein de la nappe lorsqu'elle est basse et, au contraire, envoie une vague d'eau d'infiltration dans les alluvions pendant ses crues.

Pour remplacer les puits devenus insuffisants, les usines Dubied ont fait construire un nouvel ouvrage à 300 m en aval. La composition chimique de son eau (tableau 34, N° 3) révèle l'influence des infiltrations peu minéralisées de l'Areuse. Elle ne se ressent pas d'une manière sensible des déversements d'eaux usées effectués en amont par l'entreprise.

Alluvions du Crozet

La région du Bois-de-Croix est occupée par le petit cône de déjections du Crozet qui s'avance jusqu'à la rive droite de l'Areuse. Sa partie frontale a été entamée par la rivière et ses matériaux étalés sur quelques centaines de mètres en aval, avec les digitations extrêmes du charriage des alluvions du Sucre. Au cours d'une phase tardive de submersion, ces graviers du talweg ont été recouverts d'une couche de limon dont l'épaisseur atteint 1 à 2 m.

Un puits a été établi en 1948 par la commune de Travers entre le pied du cône et le lit de l'Areuse. Il descend dans une couche de gravier aquifère de 3 m d'épaisseur, surmontée de 2 m de limon. Il paraît occuper la zone la plus favorable de la nappe. Quelques sondages effectués dans son entourage ont montré que les graviers y sont moins épais et moins profonds. Le rendement du puits semble avoir été affecté par l'abaissement du lit de la rivière effectué en 1951, mais les données précises manquent sur son débit antérieur.

L'Areuse constitue le niveau de base de la nappe dans laquelle plonge le puits, mais elle ne contribue pas à son alimentation. En effet, l'eau souterraine offre une composition très différente de celle de la rivière, comme en témoignent les analyses faites le 30 janvier 1953, au cours d'une période d'étiage (tableau 34).

La nappe du Bois-de-Croix se distingue par une minéralisation élevée et un fort déficit en oxygène. Ces particularités sont difficilement explicables. On hésite à invoquer une absence de circulation souterraine, car le réservoir aquifère est si restreint qu'il se trouverait complètement épuisé après quelques jours de pompage. Il ne semble pas non plus qu'il faille prendre en considération un afflux d'eau minéralisée depuis le cône alluvial du Crozet. Celui-ci, en effet, constitue apparemment un petit réservoir indépendant dont la décharge s'opère par une source jaillissant *per ascendum*, à quelque vingt mètres

du puits, vers la zone de contact des déjections du torrent et des lits alluviaux du talweg. Cette source, au débit d'une cinquantaine de litres par minute, présente des caractères chimiques normaux (tableau 34, N° 5), comparables en tous points à ceux de l'eau du cône voisin de la combe Bayon (N° 6).

Alluvions de la combe Bayon

Le caractère de réservoir fermé des cônes latéraux est illustré d'une manière frappante par celui de la combe Bayon. Au débouché de ce ravin, qui est actuellement dépourvu d'écoulement superficiel, s'étale une petite accumulation d'alluvions graveleuses débordant légèrement sur la plaine, mais n'atteignant pas l'Areuse. Sa zone frontale est entièrement circonscrite par le limon lacustre et, à quelque cinquante mètres d'elle, s'ouvre l'entonnoir-résurgence du Loclat, compris entièrement dans la masse imperméable.

Un puits, situé dans la maison du Loclat, à la partie aval du cône, révèle l'existence d'une nappe phréatique dans celui-ci. Son niveau est peu variable ; il ne descend jamais au-dessous de 5 m sous la surface du sol, soit de la cote de 730,0 m. Le 27 avril 1955, il s'élevait à 730,5 m. Le même jour, l'entonnoir du Loclat était vide, ce qui indique que le niveau de l'eau, dans la roche encaissante, était inférieur à 726 m. La stabilité de la nappe phréatique comparée aux importantes fluctuations du Loclat suppose l'existence, entre eux, d'un barrage étanche assurant leur indépendance, au moins en basses eaux. Le niveau inférieur de 730 m donné par le puits correspond approximativement à celui du seuil souterrain au-dessus duquel passe le trop-plein de la nappe, qui rejoint probablement les eaux karstiques. En octobre 1955, un essai sommaire nous a permis de vérifier que la perméabilité du terrain aquifère est élevée autour du puits : après deux heures de pompage continu, à raison de 70 l/min, la nappe avait subi une dépression de 1,5 cm seulement.

L'eau du puits présente une minéralisation normale et comparable à celle des nappes liées à l'Areuse (tableau 34, N° 6).

Nappe souterraine dans les sédiments lacustres

Les sédiments lacustres fins présentent une perméabilité faible, inférieure à 1.10^{-3} m/s (p. 71). La majeure partie de l'eau qu'ils renferment est liée. Toutefois, lorsque le milieu est saturé, une petite fraction liquide garde la possibilité de s'en échapper par gravité. Des tubes piézométriques y révèlent un niveau d'eau libre qui correspond

à celui de la zone saturée. De plus, la couche superficielle des dépôts limoneux subit, dans la nature, une altération due aux agents atmosphériques et à la végétation. Il en résulte une augmentation importante de la perméabilité par rapport aux couches profondes.

La nappe phréatique des sédiments lacustres du Val-de-Travers présente les caractéristiques d'une eau souterraine en mouvement lent. Elle est alimentée par les précipitations atmosphériques directes, ainsi que par des afflux depuis les flancs de la vallée. Elle se décharge dans l'Areuse.

Alimentation. — Les précipitations atmosphériques pénètrent rapidement dans la couche végétative du sol. Elles atteignent ensuite le limon, dont la teneur en eau liée est élevée (p. 69), de sorte qu'un apport donné y provoque une montée relativement grande du niveau phréatique. On peut retenir de ce fait que la nappe réagit par d'importants changements de niveau, à l'occasion de chaque chute d'eau météorique. L'apport annuel est du même ordre de grandeur qu'à Boveresse.

Les pentes molassiques du flanc méridional fournissent, par écoulement subsuperficiel, une certaine quantité d'eau à la nappe, comme cela se produit dans les graviers en amont de Môtiers. Une alimentation a lieu également par les fissures aquifères du flanc calcaire septentrional, entre Travers et le Crêt-de-l'Anneau. A titre d'exemple, nous citerons le cas du puits existant dans le sous-sol de l'ancienne distillerie Kübler, à Travers, à quelque 50 m de l'Areuse. Il pénètre dans le limon lacustre, près du flanc rocheux hauterivien d'où sort la source des Grandes-Fontaines toute proche. En temps normal, il indique un niveau d'eau supérieur d'au moins 4 m à celui de la rivière.

Décharge. — Soit naturellement, soit artificiellement, au moyen de drainages, la nappe se décharge dans l'Areuse. Etant donné la faible perméabilité du terrain, la pente de l'eau souterraine est forte à proximité des berges. L'Areuse ne provoque donc naturellement qu'un rabattement limité à une étroite zone riveraine. L'entonnoir du Loclat, dans son état primitif, antérieurement aux travaux de correction de l'Areuse, donnait une illustration de la manière dont la nappe se décharge : lorsqu'il était vide, des suintements diffus et même des petits filets d'eau localisés se manifestaient en plusieurs points de sa paroi limoneuse. Les seconds suggèrent l'existence d'une circulation partiellement filonienne, dans la couche supérieure des sédiments lacustres.

L'évacuation de l'eau est accélérée par les drainages artificiels opérés dans la majeure partie de la plaine limoneuse. De plus, lors des

périodes sèches, quand les eaux karstiques du flanc septentrional se retirent au-dessous du niveau de la vallée, la roche encaissante recueille aussi des débordements de la nappe.

Niveau. — Ses modes particuliers d'alimentation et de décharge confèrent à la nappe une variabilité de niveau caractérisée par des montées rapides et des abaissements lents. L'amplitude possible en est comprise entre le plan d'eau de l'Areuse et la surface du sol dans la plaine environnante.

La figure 23 donne la variation de niveau de la nappe en quelques points de l'aire limoneuse, entre Boveresse et Couvet (Nos 26, 29, 30) et du dépôt de craie lacustre, de Travers à Noiraigue (37 et 39). Durant l'été et l'automne extrêmement secs de 1949, un abaissement continu, régulier et relativement lent, s'est produit jusqu'en septembre. Pour les tubes d'observation 29 et 30, par exemple, la décroissance du niveau, en juillet-août, fut de l'ordre d'un centimètre par jour. Dans la craie lacustre (37 et 39), elle atteignit une vitesse un peu supérieure.

Le tube d'observation 28 indique les fluctuations du niveau phréatique dans la tourbière s'étendant de Môtiers à Couvet, sur la rive droite de l'Areuse. La descente estivale y est plus lente encore que dans le limon lacustre. De plus, les variations de la nappe s'accompagnent d'exhaussements et d'abaissements du terrain, de l'ordre du décimètre.

2. Champ-du-Moulin

Les alluvions clastiques qui occupent le centre de la plaine de Champ-du-Moulin renferment une nappe phréatique. Elles constituent un réservoir indépendant de ceux du Val-de-Travers et de la Basse-Areuse, en ce sens qu'il y a discontinuité dans le revêtement alluvial du talweg : entre Noiraigue et Champ-du-Moulin, d'une part, et entre Champ-du-Moulin et Boudry, d'autre part, le bedrock apparaît au fond du lit actuel. Par contre, il y a continuité depuis le Val-de-Travers, par l'ancien sillon préglaciaire, en tout cas dans les terrains de remblai, sinon par la nappe.

Les sables et graviers sont, en majeure partie, encaissés dans du limon lacustre imperméable qui les isole des flancs rocheux de la vallée. Par endroits cependant, probablement surtout sur la rive gauche, ils sont en contact direct avec le calcaire. On peut s'en rendre compte en parcourant la galerie de captage qui va du Saut-de-Brot aux Moyats et qui draine le Malm du flanc septentrional, au niveau du talweg. La paroi rocheuse de la galerie est généralement sèche du côté rivière, sauf dans les parages du puits No 12 où toutes les fissures

suintent et où jaillissent quelques filons d'eau : suintements et sources représentent l'afflux depuis la nappe phréatique dont la galerie n'est séparée que par quelques mètres de roche.

Les études de la nappe faites par les soins des Services industriels de la Chaux-de-Fonds, au cours des années 1953-1956, sur la rive droite de l'Areuse, en ont mis en évidence le caractère complexe dû à la grande hétérogénéité des dépôts aquifères.

a) *Amont des Moyats*

De nombreux forages ont été effectués en amont de l'usine des Moyats. Ils ont révélé que les gisements de graviers existant le long de la rivière sont irréguliers en largeur et en épaisseur. L'eau qu'ils renferment provient en partie d'infiltrations de l'Areuse et en partie d'afflux depuis les fissures du calcaire encaissant. (C'est dans cette région précisément que la galerie de captage du Saut-de-Brot a rencontré de la roche aquifère.) Les mesures suivantes, faites le 5 juin 1956, illustrent la double origine de l'eau captée par les quatre puits exécutés.

TABLEAU 35

	Puits 13	Puits 12	Puits 11	Puits 10	Areuse
Température, *°C*	9,7	9,3	11,9	9,2	13,5
Conductivité, *m-mhos*	331	336	314	324	308
Oxydabilité, *mg/l*	3,0	3,6	5,2	1,8	7,0

Les puits N^{os} 13, 12 et 10 sont situés à proximité du flanc rocheux, tandis que le N^{o} 11 récolte l'eau phréatique à une quinzaine de mètres de distance de l'Areuse. Alors que les premiers présentent des températures, conductivités et oxydabilités compatibles avec une origine souterraine de l'eau, le second révèle nettement l'influence des infiltrations plus chaudes et moins minéralisées de la rivière. Du moins en était-il ainsi à la date des prélèvements. Il se peut que les rapports entre les niveaux souterrains et celui de l'Areuse changent selon les chutes de pluie et entraînent des modifications dans le schéma de l'écoulement.

b) *Aval des Moyats*

Les graviers aquifères sont encaissés en majeure partie dans le limon lacustre. Un écoulement souterrain s'y produit dans le sens amont-aval, dont la pente est inférieure à celle de l'Areuse. Les observations rapportées au tableau 36 (p. 234) illustrent ce fait : le

puits N° 1 est situé à 530 m en amont du pont de Champ-du-Moulin, le N° 2, à 120 m et le N° 3, à 20 m en aval du même pont. Les trois points sont distants de 10 à 20 m de l'Areuse.

Le niveau phréatique se tient normalement au-dessous du plancher de l'Areuse. Ses variations sont considérables entre les hautes et les basses eaux : elles dépassent 4 m dans les trois puits d'observation. Les descentes enregistrées dans le N° 3, occupant la zone aval de la nappe, indiquent que la décharge naturelle s'opère très probablement à un niveau *inférieur* à celui de l'Areuse sur son parcours en terrain alluvial. A l'appui de cette hypothèse vient le fait qu'on n'observe aucune venue d'eau dans la berge de la rivière au sortir du vallon de Champ-du-Moulin. Il est présumable que les graviers aquifères touchent, par endroits, les calcaires jurassiques encaissants, dont les fissures constituent les voies de décharge.

La pente de la nappe est très inférieure à celle de la rivière, ce qui résulte probablement d'une perméabilité générale élevée du milieu aquifère. De plus, elle varie peu, entre les hautes et les basses eaux, dans la section délimitée par les puits 1 et 2. Entre les points 2 et 3, elle est très faible à l'étiage. Lors des crues, elle prend des valeurs variables et peut même devenir négative (16.7.56) ; il faudrait serrer les observations pour dégager la signification de cette anomalie. Elle provient peut-être simplement d'un excès local et momentané d'eau d'infiltration de l'Areuse.

Les observations qui précèdent se rapportent au comportement général de la nappe. Les nombreux sondages et essais effectués par les soins des Services industriels de la Chaux-de-Fonds ont mis en lumière des particularités locales qui illustrent bien la complexité de la circulation souterraine :

D'une manière générale, les trois puits d'observation mentionnés plus haut ont montré que la base de la couche aquifère comprend des matériaux grossiers et perméables. Une zone moins perméable leur succède, laquelle renferme des graviers sableux, des sables et même des limons. A quelques mètres au-dessous de la surface, réapparaissent des alluvions grossières. Suivant les endroits, la couche intermédiaire offre un degré d'étanchéité assez grand pour contenir une nappe superposée, présentant une certaine indépendance vis-à-vis de celle qui est sous-jacente. Un essai de pompage ayant été fait simultanément dans les puits N^{os} 2 et 3, à partir du 19 novembre 1954, quelques tubes d'observation piézométriques voisins du puits 2 n'accusèrent aucun abaissement consécutif de niveau. L'un, situé à 20 m en amont du puits et présentant, au départ, un niveau très voisin, n'a subi qu'une baisse de quelques centimètres, tandis que dans l'ouvrage, la nappe était rabattue de 2 m. Un autre tube, à 40 m en aval, avait un

niveau initial *supérieur de trois mètres* et n'a pas varié. Ces deux exemples paraissent indiquer que les échanges rivière-nappe se produisent dans la zone aquifère supérieure, où ils stabilisent partiellement le niveau. La couche aquifère inférieure serait ainsi isolée de l'influence directe des infiltrations de l'Areuse, au moins dans le secteur du puits N° 2.

3. Basse-Areuse

Delta inférieur de l'Areuse

Une nappe phréatique occupe toute l'étendue du delta inférieur de l'Areuse, soit 4,1 km². Elle est animée d'un écoulement général de l'amont vers l'aval, dont le lac de Neuchâtel constitue le niveau de base. Celui-ci conditionne donc, avec les apports alimentaires, ses variations de hauteur.

L'aire alluviale débute à la sortie des gorges de l'Areuse, vers 460 m et se développe sans interruption jusqu'au lac de Neuchâtel à 430 m. Sa pente moyenne est de 6,6 ‰.

Les matériaux alluviaux reposent, dans leur totalité, sur un substratum imperméable constitué par la Molasse à laquelle se superpose, à l'aval, du limon lacustre (fig. 7). La profondeur de cette couche étanche augmente d'amont en aval. Elle atteint un maximum compris entre 5 et 10 m dans la vallée de la Basse-Areuse, tandis qu'elle dépasse 20 m le long de la zone frontale du delta. Elle présente des inégalités de relief qu'illustrent, par exemple, les profils N^os^ 1 à 3 de la figure 7, où le niveau du limon lacustre apparaît à des profondeurs différentes.

La structure deltaïque confère aux alluvions une anisotropie très marquée. Les matériaux sont disposés en couches inclinées vers le lac. Dans une ancienne gravière située au Petit-Port de Colombier, Frei (1925, p. 79) a mesuré une inclinaison moyenne des lits de 8°. Dans le sens vertical, les bancs de gravier et de sable sont interrompus par des lentilles limoneuses d'épaisseur et d'étendue variables. Il en résulte une superposition de couches aquifères présentant entre elles un certain degré d'indépendance. Près de la zone frontale du delta, plusieurs de ces couches, à divers niveaux, sont dépourvues de circulation active. Les galets y montrent une patine d'hydroxyde de fer brun rouge qui trahit la pauvreté de l'eau en oxygène dissous, par suite d'un renouvellement insuffisant.

L'anisotropie se répercute jusque dans la composition chimique de l'eau. Les deux couches graveleuses du sondage N° 5 (fig. 7) ont

fourni des eaux qui diffèrent sensiblement par leur température et leur dureté (colonnes 3 et 4 du tableau 37).

Dans les bancs de gravier importants et inclinés, on peut s'attendre à ce qu'il règne des conditions artésiennes. Tel paraît être le cas de la couche profonde, rencontrée entre —12 et —20 m, où s'alimente le puits de la commune de Colombier (fig. 7, profil 5). Les essais de pompage qui y furent effectués en 1953 ont montré qu'entre 0 et 1200 l/min, le débit reste proportionnel à l'abaissement. A une dépression de 1 m correspondait, alors, un accroissement du débit de 400 l/min. Cette proportionnalité caractérise précisément l'eau phréatique captive.

L'abondance des couches ferrugineuses, dans la zone frontale des alluvions, doit être regardée comme un indice que la formation aquifère est fermée vers le lac. Le caractère fermé des cônes alluviaux a été constaté dans de nombreux cas et il est maintenant généralement admis. Les matériaux perméables subissent un colmatage par le limon et la craie lacustre. Dans le cas particulier du delta de l'Areuse, nous supposons que ce phénomène est, comme les manifestations artésiennes relevées plus haut, une conséquence du plongement vers l'aval des couches perméables et imperméables.

Quoi qu'il en soit, la nappe phréatique, dans son état naturel, ne reçoit pas d'eau du lac et sa composition chimique présente des caractères nettement distincts de celui-ci. Par exemple, la dureté temporaire de l'eau du lac est, en moyenne, de 14° français. Le puits de la commune de Colombier, distant de 250 m de la rive, donne des valeurs comprises entre 31 et 33° (tableau 37).

Nous possédons peu de renseignements sur la perméabilité des graviers aquifères. Les essais effectués en 1953, lors de l'exécution du puits de la commune de Colombier, ont montré que dans la couche inférieure (profil 5, fig. 7), la perméabilité est comprise entre 3 et 5.10^{-4} m/s. Ces limites, obtenues par le calcul à l'aide de la formule de Thiem adaptée aux conditions artésiennes, indiquent un ordre de grandeur vingt fois moins élevé qu'à Boveresse par exemple.

a) *Alimentation de la nappe*

Précipitations atmosphériques. Selon la carte pluviométrique de Uttinger (1948), l'aire de la nappe reçoit, en moyenne, 105 cm d'eau par année, sous forme de précipitations. Pour une température moyenne de 9,3° (valeur de Neuchâtel, tableau 18), la formule de Turc donne une évapotranspiration annuelle de 51 cm. Il s'infiltre donc dans le sous-sol une lame d'eau de 54 cm, représentant, pour la totalité de l'impluvium, un volume de $2{,}2.10^6$ m^3 ou un débit permanent de 4200 l/min.

TABLEAU 36

Nappe souterraine de Champ-du-Moulin

	Niveaux (m)			Pente (‰)		Q Areuse (m^3/s)
	1	**2**	**3**	**1-2**	**2-3**	
Areuse, étiage	619,50	614,30	613,50	12,7	5,7	–
Nappe en basses eaux (27. XI. 56)	611,29	609,95	609,78	3,3	1,2	4,4
» en hautes eaux (3. IX. 56)	615,94	614,26	613,56	4,1	5,0	62,0
» en hautes eaux (16. VII. 56)	615,45	614,03	614,35	3,5	–2,3	26,7

TABLEAU 37

Date	**1** 11. IX. 50	**2** 25. V. 48	**3** 10. VII. 53	**4** 9. VII. 53	**5** 17. IX. 53	**6** 24. VII. 52	**7** 23. X. 48	**8** 5. XII. 56	**9** 5. XII. 56	**10**	**11**
Température, °C	11,9	14,0	9,8	11,0	10,5	10,2	13,6	8,4	7,4	–	–
Conductivité, *m-m*	340	449	526	498	550	–	–	406	462	309	–
Dureté totale *mg/l*	250	435	395	370	415	540	320	310	350	225	166
» temporaire CO_3Ca	225	315	305	290	315	415	260	270	290	210	139
Oxydabilité, *mg* MnO_4Kl	4,1	7,6	6,0	4,7	4,4	52	5,4	82	11	15,2	–
Oxygène dissous, *mg/l*	7,2	5,4	–	–	8,1	4,5	7,8	–	11,9	–	–
Déficit en oxygène, %	34	48	–	–	28	61	26	–	0	–	–

1, Puits de la commune de Cortaillod ; **2,** Puits de la propriété du Bied, Colombier ; **3,** Forage N° 5 (fig. 7) à Colombier, 6,5 m de profondeur, dans la couche de gravier supérieure ; **4,** *Id.* 12 m de profondeur, dans la couche inférieure ; **5,** Puits de la commune de Colombier ; **6,** Puits provisoire de la commune de Colombier, utilisé en 1952, profondeur de 7 m (556680/201600) ; **7,** Puits, près de l'arsenal de Boudry ; **8,** Eau de fond, dans le vallon du Merdasson ; **9,** Décharge de la nappe des alluvions fluvio-glaciaires de Bôle ; **10,** Areuse, valeurs moyennes (p. 261) ; **11,** Lac de Neuchâtel, valeurs moyennes (d'après Sollberger, 1946, p. 91).

Afflux depuis la bordure molassique. — Les flancs molassiques de la vallée de la Basse-Areuse et du vallon du Merdasson, avec leur couverture quaternaire, donnent naissance à de nombreuses sources. Il est présumable qu'au-dessous du fond de la vallée, des veines d'eau de même origine passent directement dans les alluvions. De plus, la couche d'altération superficielle des pentes fournit à la nappe, par écoulement subsuperficiel, un apport probablement important provenant, d'une part, de l'infiltration des précipitations et, d'autre part, de la Molasse sous-jacente.

Un exemple de la circulation existant entre le flanc de la vallée et les alluvions est fourni par le puits de l'arsenal de Boudry, situé sur la rive gauche de l'Areuse, au pied de la falaise molassique. Dans les périodes de hautes eaux, ce puits permet de rabattre, par pompage, la nappe souterraine au-dessous des caves du bâtiment. Un nivellement a montré qu'en eaux moyennes, la nappe au repos s'y maintient à 0,3 - 0,5 m au-dessus du plan d'eau de l'Areuse passant à 100 m au SE. Le relèvement du niveau phréatique, en bordure de la nappe, indique nettement l'afflux depuis la pente. Ce fait est souligné aussi par la minéralisation relativement forte de l'eau d'un autre puits voisin, situé entre l'arsenal et la rivière. L'analyse y révèle une conductivité et des duretés sensiblement plus élevées que celles de l'Areuse (tableau 37, N° 7).

Un phénomène analogue se produit d'une manière sensible sur la rive droite du Merdasson, à proximité de la gravière du Crêt-Kaiset. L'afflux du versant provoque un excès d'eau dans les alluvions de la base. Un drainage longitudinal à faible profondeur y récolte un débit relativement élevé. Un peu plus en aval jaillit des alluvions, dans des conditions analogues, la source dite du Bras-de-Mars. Une analyse récente de l'eau du drainage figure au tableau 37 (colonne 8).

Afflux depuis les calcaires crétacés. — Au SW de Bôle, les calcaires urgoniens livrent un important volume d'eau qui sourd sur les berges du Merdasson, après un court trajet souterrain dans les alluvions (p. 203). Il y a donc apport d'eau à la nappe phréatique depuis la roche encaissante, dans la section amont de l'aire alluviale où la perméabilité est précisément la plus élevée. Il apparaît comme probable qu'une fraction seulement de cet afflux ressort aux sources, le reste participant à l'écoulement de la nappe souterraine.

Un phénomène analogue doit se produire dans la zone de contact du Crétacé et de la Molasse, à la sortie des gorges de l'Areuse. Il est vrai qu'on n'observe pas de poussées d'eau le long de la rivière, en cet endroit, mais il se peut qu'elles soient masquées par les ouvrages d'endiguement.

Infiltration des cours d'eau. — L'examen des analyses chimiques données au tableau 37 conduit à supposer que l'Areuse et ses dérivations industrielles fournissent à la nappe un apport d'eau faiblement minéralisée. L'accroissement de la dureté, dans les puits de plus en plus distants des cours d'eau superficiels, est manifeste (N^{os} 1 à 6). La dureté la plus faible caractérise le puits de la commune de Cortaillod, qui est précisément situé dans la zone irriguée par les canaux industriels. Au N de l'Areuse, par contre, les teneurs en calcaire augmentent progressivement jusqu'au puits provisoire établi en 1952 par la commune de Colombier dans l'allée des marronniers, à 1600 m de la rivière. Les analyses données au tableau 37 représentent un choix parmi toutes celles qui ont été faites jusqu'ici par le Laboratoire cantonal et qui, toutes, confirment le phénomène.

Les dérivations industrielles se trouvent à un niveau nettement supérieur à celui de l'eau phréatique du fait qu'elles possèdent des lits très superficiels. En ce qui concerne les relations entre le cours plus enfoncé de l'Areuse et la nappe, on ne possède aucune observation. La stratification inclinée des couches aquifères d'une part, et la présence des canaux superficiels d'autre part, compliquent ces relations et les réduisent sans doute à des phénomènes locaux d'infiltration et de débordement.

Le Merdasson possède, sur tout son parcours en terrain alluvial, un lit très superficiel. Dans sa section aval, il est même surélevé au-dessus du niveau de la plaine.

b) *Décharges de la nappe*

Par suite des divers apports qui lui parviennent, la nappe subit un écoulement, dont le lac constitue le niveau de base général. L'eau souterraine présente effectivement une pente en direction de celui-ci. Le 26 juillet 1952, par exemple, au cours d'une période de basses eaux, cette pente était de 0,57 $^0/_{00}$ entre le puits provisoire de la commune de Colombier et le lac, distant de 350 m. Le lac, ainsi que probablement l'Areuse, dans la dernière partie de son cours, constituent donc le réceptacle du trop-plein de l'eau souterraine, qui y pénètre d'une manière dispersée. Sur toute la périphérie du delta, on n'observe aucune sortie d'eau localisée. On rapporte toutefois que, lors des grands froids, le lac ne gèle pas en certains points de la grève, où auraient précisément lieu d'importantes arrivées d'eau phréatique.

La correction des eaux du Jura, effectuée de 1869 à 1888, a modifié dans une mesure probablement importante le régime de la nappe. Le lac de Neuchâtel, niveau de base de l'écoulement souterrain, a subi,

par ces interventions, un *abaissement moyen* de 2,3 m pour les hautes eaux et de 2,8 m pour les basses eaux (Quartier, 1948).

Les prélèvements d'eau par puits sont peu considérables. A côté de quelques ouvrages de particuliers, utilisés soit pour l'alimentation en eau potable, soit pour l'arrosage des cultures, trois puits opèrent des prélèvements plus importants : ce sont ceux des communes de Colombier et de Cortaillod, ainsi que celui de la fabrique de câbles. Le puits de Colombier n'est utilisé qu'en périodes de sécheresse, tandis que les deux autres le sont durant toute l'année.

Alluvions fluvio-glaciaires de Bôle

La petite vallée sèche des Macherelles, à Bôle, possède une nappe phréatique qui a été étudiée par Frei (1943 *b*).

Les alluvions fluvio-glaciaires occupant le talweg présentent une pente relativement forte et égale, en moyenne, à 7 %. Leur puissance a été reconnue supérieure à 17 m dans un sondage effectué au NE du village.

A 300 m au NE de la gare de Colombier et à l'altitude de 500 m jaillit, au fond du vallon, une source dont le débit moyen est d'une cinquantaine de litres par minute. Frei la considère comme une décharge de la nappe au point où le niveau phréatique coupe la surface du sol. Elle indiquerait ainsi la proximité d'un terrain moins perméable qui ferme le réservoir souterrain vers l'aval. Dans le sondage mentionné ci-dessus, la nappe a été rencontrée à la profondeur de 9,5 m, soit à la cote de 511 m environ. Ce niveau est supérieur de 11 m à celui de la source, distante de 300 m le long de l'axe du vallon. La pente de l'eau souterraine est donc comprise entre 3 et 4 %, valeur élevée qui ne s'explique que par la mauvaise perméabilité du terrain. Celui-ci présente probablement une grande compacité, comme nous l'avons constaté plusieurs fois dans des situations géologiques analogues. La perméabilité réduite rend possible également l'existence de la veine d'eau isolée que le sondage a coupée vers 4,5 m de profondeur. Ce caractère des gisements fluvio-glaciaires locaux complique l'exécution de captages à grand débit.

La superficie des dépôts fluvio-glaciaires, en amont de la source, est d'environ 0,08 km^2. L'eau emmagasinée dans le sous-sol provient, d'une part, de l'infiltration directe des précipitations et, d'autre part, d'un afflux depuis les moraines encaissantes. Frei suppose que des poussées d'eau depuis les calcaires crétacés sous-jacents interviennent aussi. Si l'on admet que la source représente le trop-plein total de la nappe, il ne paraît pas nécessaire de faire appel à des pro-

venances dépassant les limites des moraines attenantes. La minéralisation relativement forte de l'émergence dément, en tout cas, l'hypothèse d'apports importants d'eau karstique (tableau 37, colonne 9).

En aval de la gare de Colombier, les alluvions grossières sont, d'après Frei, recouvertes de limons. De nombreuses sources jaillissent près des bords du vallon, notamment dans la partie W du village de Colombier, mais elles ont pour bassin alimentaire les terrains morainiques latéraux plutôt que les alluvions.

4. Vallée des Ponts

a) *Les marais*

Le sous-sol morainique et limoneux de toute la partie occidentale de la vallée des Ponts, à partir du cône alluvial des Cugnets, provoque la formation d'une nappe phréatique générale au sein des dépôts tourbeux et humiques superficiels. Elle constitue le réservoir alimentaire des Bieds et de tous les autres ruisseaux périphériques. Son étendue est au moins égale à celle des tourbières, soit à 17 km^2. La circulation y est accélérée par un important réseau de drainage dont les cours d'eau superficiels constituent les collecteurs.

L'alimentation de la nappe se fait principalement par les précipitations atmosphériques. Celles-ci s'élèvent, aux Ponts-de-Martel, à 139 cm en moyenne. L'évapotranspiration doit atteindre, d'après Turc (p. 280), 43 cm pour une température moyenne de 5,6° C. La lame d'eau parvenant annuellement à la nappe est donc de 96 cm, représentant un débit moyen de 520 l/s pour l'ensemble du champ collecteur des ruisseaux.

La nappe reçoit, en outre, une certaine quantité d'eau depuis les bords de la vallée. Le long du pied méridional, les premières pentes sont constituées par des dépôts morainiques reposant sur un substratum molassique plus ou moins profond. Ces dépôts présentent, en général, une perméabilité moyenne et sont pauvres en sources, du moins dans la moitié occidentale de la vallée. Par contre, ils fournissent souterrainement un apport à la nappe phréatique. On pouvait le constater, par exemple, à Brot-Dessus en 1955 : en certains points des tranchées creusées pour la pose de conduites d'eau potable, l'eau souterraine s'accumulait jusqu'à un niveau nettement supérieur à celui du marais. Ce fait indique bien que la nappe s'élève sur le bord de la vallée et qu'un écoulement centripète s'y produit.

Le long du bord septentrional de la vallée, la situation est moins nette. Dans la section comprise entre la Sagne et les Ponts-de-Martel,

il paraît exister aussi quelques gisements de terrains faiblement perméables (notamment dans les « combes ») où l'eau d'infiltration s'accumule et gagne peu à peu le talweg. Toutefois, nous ne possédons aucune observation précise sur ce point. Il est présumable que l'apport d'eaux subsuperficielles, en quantité relativement importante, depuis les flancs de la vallée, contribue à la minéralisation élevée du Bied (tableau 38, N° 8). Celle des ruisseaux de la vallée de la Brévine (N^{os} 3 et 5) est sensiblement inférieure.

b) *Les cônes de déjections*

A la sortie des semi-cluses qui font communiquer les combes argoviennes latérales avec la vallée, existent des accumulations de matériaux détritiques, partiellement morainiques et partiellement alluviaux. Dans la mesure où elles sont fermées, ces accumulations se prêtent à l'emmagasinage de l'eau. Le fait a été constaté pour deux d'entre elles, celles des combes des Cugnets et de la Molta. En outre, la petite aire alluviale du bas de la combe Pellaton possède aussi sa propre nappe qui, en périodes pluvieuses, fournit un apport important aux drainages établis dans sa partie aval. L'analyse de l'eau de ces drainages (tableau 38, N° 7) révèle, en effet, qu'elle n'a rien de commun avec une eau de marais.

Une tentative d'utilisation de l'eau phréatique des alluvions de la combe de la Molta a été faite par la commune des Ponts-de-Martel. Un puits a été foré en 1927, mais son débit était limité à 15-20 l/min et, au surplus, son eau contenait une forte proportion de fer.

Le cône de déjections des Cugnets. — L'aire alluviale, étalée sur 1,2 km^2 devant la semi-cluse des Cugnets, groupe probablement des terrains de composition fort variée, allant de la moraine plus ou moins remaniée aux graviers et limons torrentiels. Ils sont occupés, en tout ou en partie, par une nappe phréatique dont la présence se révèle en deux endroits :

1. Dans le lit du Bied, à 700-800 m en amont du pont de la Chaussée-des-Pontins, l'eau apparaît, en périodes d'étiage, parmi les pierres du fond. L'apport principal vient de la rive gauche, mais quelques veines sortent aussi de la berge droite. En cas de sécheresse accentuée, toutes ces émergences tarissent. En 1949, la commune de la Sagne a fait effectuer un sondage un peu en amont, à une vingtaine de mètres du ruisseau, sur la rive droite. Le terrain traversé consistait en gravier mêlé de sable et d'argile. Du fait de sa mauvaise perméabilité, la nappe y subissait de fortes variations de niveau : le 28 novembre, elle était à 3 m de profondeur et le 23 décembre, à 0,9 m.

L'eau sortant des alluvions dans le ruisseau est parfaitement limpide et incolore. Un peu en aval arrivent les premiers drainages du marais qui déversent une eau jaunâtre et provoquent sur le fond un dépôt caractéristique d'hydroxyde de fer.

2. A la source du Marais. Cette source, jaillissant vers la base du cône alluvial, du côté S, est utilisée pour l'alimentation en eau potable de la Sagne. Avant son captage, qui fut opéré en 1906, elle émergeait au fond d'un fossé de drainage. Un vaste puits fut creusé sur son emplacement et arrêté à 5 m de profondeur, parce que les moyens de pompage utilisés alors ne permirent pas d'aller plus loin. Le terrain est constitué par du gravier compact, dont la base n'a pas été atteinte, surmonté d'une couche de 20 cm de limon argileux puis de 50 cm de tourbe.

Le 13 juillet 1949, en période sèche, le puits a été presque entièrement vidé au cours d'un essai de pompage expérimental. Le niveau s'équilibra à 4,5 m avec un prélèvement de 400 l/min. Il se révéla que la majeure partie de l'eau arrivait en un point bien localisé, à l'angle E du captage. On peut en conclure que celui-ci intercepte une veine d'eau formée aux dépens de la nappe et qui chemine dans une zone de perméabilité réduite. Cependant, il est manifeste que la dépression due au pompage provoque un appel d'eau de toutes les parties du terrain environnant et, notamment, depuis la tourbe superficielle, dont les apports se trahissent par un enduit rougeâtre et floconneux sur les parois en pierre sèche du puits.

Le cône alluvial de la combe des Cugnets forme donc un réservoir aquifère fermé, relativement important. A part les deux décharges qu'on lui connaît, il est possible qu'il en ait d'autres dans le sous-sol. L'infiltration directe des précipitations constitue sa principale source d'alimentation. Une lame d'eau annuelle de 96 cm sur sa superficie (p. 238) équivaut à un débit permanent de 2200 l/min. Il paraît recevoir, en outre, un certain apport depuis la zone morainique du flanc méridional de la vallée. De plus, lorsque, en périodes pluvieuses, le Bied sort des Cugnets, une partie de son eau s'infiltre dans les matériaux grossiers qui constituent la partie supérieure du cône.

Le tableau 38 donne une analyse de l'eau de la source du Marais (N° 10). L'analyse N° 9 du même tableau se rapporte à un drainage évacuant un volume d'eau relativement important de la zone de contact des alluvions et de la tourbe, au SW de la Sagne. Par sa composition chimique très voisine de celle de la source du Marais, cette eau pourrait révéler l'existence d'une décharge souterraine de la nappe du cône. Toutefois, son oxydabilité élevée implique un apport, au moins partiel, d'eau tourbeuse.

TABLEAU 38

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Température, *°C*		7,2	8,3	8,0	10,5	8,8	9,8	8,8	11,4	8,7	9,0
Conductivité, *m-m*		413	486	363	229	318	32	461	432	428	428
pH		7,61	7,62	7,69	7,78	7,71	8,19	7,68	7,68	7,64	7,62
Résidu calciné *mg/l*		395	420	330	185	290	20	430	430	405	390
Dureté *mg/l* CO_3Ca	totale	365	400	300	180	275	45	390	375	355	365
	temporaire	240	360	245	150	220	25	330	320	300	310
	permanente	125	40	55	30	55	20	60	55	55	55
Oxydabilité, *mg* MnO_4K/l		88	8,5	146	67	158	328	6,3	79	97	9,7
Oxygène dissous, *mg/l*		10,2	7,3	10,6	12,8	7,0	2,4	8,6	13,2	6,5	4,7
Déficit en oxygène, %		0,8	26	0	0	29	75	12	0	35	53

Analyses chimiques d'eaux des vallées de la Brévine et des Ponts, prélevées le 24. X. 56 : **1,** Source de l'emposieu du Maix-Rochat ; **2,** Source au SW du Maix-Rochat, au pied du flanc N de la vallée (Néocomien) ; **3,** Bied de la Brévine, 200 m amont du village ; **4,** Lac des Taillères, rive S, profondeur 0,5 m ; **5,** Ruisseau des Placettes, 800 m amont lac des Taillères ; **6,** Eau de la tourbière du Cachot, dans une partie exploitée ; **7,** Drainage d'eau phréatique, au bas de la combe Pellaton ; **8,** Bied des Ponts, au pont de la route cantonale ; **9,** Drain, rive droite du Bied, à 150 m en amont de la chaussée des Pontins ; **10,** Source d'alimentation en eau potable de la Sagne.

5. Vallée de la Brévine

Le revêtement imperméable du fond s'étend sur 7 km², dans la section centrale, allant du Cachot à Bémont. Au SW de la Brévine, il se localise le long du bord méridional de la vallée. Sa puissance est généralement faible, puisque des emposieux, dont certains mettent à découvert la roche sous-jacente, le perforent de places en places. Néanmoins, il donne lieu à des accumulations d'eau phréatique au sein des couches superficielles et notamment dans les dépôts tourbeux. Cette eau alimente les quelques ruisseaux qui serpentent sur les marais ainsi qu'un grand nombre de ruisselets tributaires des entonnoirs périphériques. Le lac des Taillères reçoit, lui aussi, des suintements de la nappe, comme on peut s'en rendre compte le long de sa rive N, lorsque les eaux sont basses (Jeannet, 1926, p. 31).

La nappe est alimentée par l'infiltration directe des précipitations atmosphériques et, en quelques endroits, par de faibles afflux des pentes de la vallée. L'infiltration, calculée à l'aide de la formule de Turc, pour une valeur moyenne des précipitations de 145 cm et une température annuelle de 4,8° à la Brévine, fournit à la nappe une lame d'eau de 104 cm par année. Celle-ci représente un volume global de $7{,}3 \cdot 10^6$ m³ pour les 7 km² constituant le bassin alimentaire des ruisseaux, soit un débit permanent de 230 l/sec. Des pentes, parvient à la nappe un apport de faible importance, notamment depuis les placages morainiques méridionaux ainsi que depuis le flanc N, dans la région des Maix.

Les analyses du tableau 38 donnent un aperçu de la composition chimique des eaux superficielles de la vallée. Les cours d'eau (Nos 3 et 5) présentent une minéralisation moins élevée que celle du Bied des Ponts. Dans la couche supérieure du lac des Taillères (4), alimenté surtout par le ruisseau des Placettes, les duretés sont réduites et dénotent une importante précipitation de carbonate de chaux. L'eau prise dans les tourbières mêmes, au pied d'un mur d'exploitation (6) révèle une minéralisation très faible, un pH fortement alcalin et un déficit considérable en oxygène. Par contre, une source jaillissant apparemment au contact de la tourbe et de son substratum argileux, dans la pente de l'emposieu du Maix-Rochat (1), présente une dureté temporaire moyenne mais une dureté permanente anormalement élevée. Enfin, une petite source sortant probablement du Néocomien, à la base du flanc N (2), possède un degré de minéralisation sensiblement plus élevé que les eaux du fond de la vallée.

CHAPITRE 9

Eau des terrains molassiques

1. Plateau de l'Auberson

Le centre de la cuvette synclinale de l'Auberson est occupé par un lambeau tertiaire comprenant surtout des conglomérats et des grès durs de l'Helvétien, superposés aux calcaires et argiles de l'Aquitanien. Cette Molasse, couverte partiellement de moraine, recèle une circulation d'eau qui produit plusieurs sources d'importances diverses. Elles jaillissent sur les flancs et dans le fond du vallon de la Noiraigue, ainsi que dans quelques ravins latéraux. La plus importante d'entre elles est celle de la *Mouille-Mougnon* (1033 m) qui sourd de l'Helvétien et dont l'eau alimente la distribution publique de Sainte-Croix. Une analyse en est donnée au tableau 40.

Les sources issues de la Molasse du plateau de l'Auberson donnent naissance à *la Noiraigue*. On connaît le débit de celle-ci, grâce à un limnigraphe installé par le Service neuchâtelois des ponts et chaussées à Noirvaux. Il eût été intéressant d'en tirer des considérations sur le régime des écoulements de la Molasse ; malheureusement, cela n'est qu'imparfaitement réalisable du fait que le cours d'eau reçoit, jusqu'à Noirvaux, d'autres apports, notamment :

a) d'un groupe de petites sources jaillissant au pied de la falaise urgonienne à l'E de la Chaux ;

b) de diverses sources émergeant dans le vallon de Noirvaux, soit des alluvions du talweg, soit des flancs crétacés ;

c) des combes argoviennes des Auges et de la Vraconnaz, ainsi que des petits vallons crétacés de la Mouille-Sayet (Rittener, 1902, p. 91) et de la Combe-de-Ville, en cas de hautes eaux ;

d) des sources du lambeau molassique de Noirvaux-Grand Suvagnier.

Le régime de la Noiraigue constitue donc la résultante complexe d'apports d'eau allant du ruissellement superficiel des combes argo-

viennes aux sources à rétention élevée de la Molasse et de la moraine. Il est illustré par les courbes B et F de la figure 13 (p. 131).

Lors des crues du 27 et du 30 août 1955 (B), les pointes sont sensiblement moins aiguës que celles de la Deneyriaz. Un ruissellement superficiel se manifesta toutefois dans la pointe qui précéda le paroxysme du 30 août. Le 27 août, les débits d'avant la crue et du maximum sont dans le rapport 1 : 17,7 (1 : 18 pour la Deneyriaz et 1 : 13,4 pour l'Areuse).

Les débits inférieurs présentent fréquemment des irrégularités qui dépassent les erreurs expérimentales de mesure et dont nous ne saisissons pas la cause. La courbe F en fournit un exemple. Cependant, en dépit de ces irrégularités, le caractère exponentiel de la décroissance s'affirme nettement. Nous avons tracé, sur la courbe F, une droite moyenne qui, du 8 au 15 novembre, conserve l'allure générale de la décrue et dont l'équation est

$$Q_{\beta t} = Q_{\beta o} \cdot e^{-0,37t}$$

t étant l'unité de temps égale à trois jours et Q_β le débit au cours de la décroissance exponentielle. La même droite paraît correspondre aussi aux décrues des 5-10 septembre 1955 (courbe B).

Comparée à celle de la Deneyriaz, la décroissance de la Noiraigue à l'étiage est moins rapide. Le bassin, pris dans son ensemble, offre un pouvoir de rétention supérieur, sans atteindre toutefois celui d'une rivière du Plateau molassique telle que la Broye (tableau 51).

En admettant, comme nous l'avons fait pour la Deneyriaz, que la décroissance exponentielle observée en eaux moyennes et basses exprime la vidange du réservoir souterrain, le volume d'eau retenu dans celui-ci, au temps t, se calcule par la relation :

$$\int_o^\infty Q_{\beta t}\, dt = \frac{Q_{\beta t}}{0,37}$$

$$V_{\beta t} = 0,701 \cdot 10^6\ Q_{\beta t} \quad (m^3)$$

Dans le cas de la décrue du 30 août au 6 septembre 1955 (fig. 13, courbe B), l'extrapolation vers la gauche de la droite représentant la décroissance exponentielle, jusqu'au temps t_o, donne un débit $Q_{\beta to} = 0,600$ m³/s (b). Le volume d'eau retenue dans le réservoir souterrain et correspondant à ce débit est alors égal à 420 000 m³.

Le champ tributaire de la Noiraigue à Noirvaux peut être estimé à 6-7 km² au moment des crues. En moyennes et en basses eaux, plusieurs de ses affluents, se perdant par infiltration, lui échappent. C'est le cas, en particulier, des ruisseaux de la Vraconnaz et de la combe des Auges. Le volume d'eau de 420 000 m³ trouvé tout à l'heure

représente, sur le bassin de 6-7 km², une lame de 60 à 70 mm. Cette valeur est sensiblement plus élevée que celle de la Deneyriaz (tableau 51). Si l'on tient compte encore du fait qu'après quelques jours sans pluie le *bassin effectif* se réduit, on est conduit à admettre que le réservoir souterrain de la Noiraigue possède une forte capacité d'emmagasinage et qu'il la doit incontestablement au massif molassique de l'Auberson.

Comme elle résulte de deux chutes importantes de pluie successives, la réserve de 420 000 m³ ne doit pas être très éloignée de la capacité maximum.

Notre examen rapide du régime de la Noiraigue met en évidence le rôle que jouent, dans le mécanisme de l'écoulement, les terrains tertiaires : ils tempèrent le caractère torrentiel grâce à leur forte capacité d'emmagasinage et leur pouvoir de rétention relativement élevé.

2. Val-de-Travers

La Molasse qui occupe les premières pentes du versant S de la vallée, de Buttes à Travers, est recouverte par un placage glaciaire d'épaisseur variable. De nombreuses sources y jaillissent. Dans la plupart d'entre elles, le rôle que joue le terrain tertiaire n'apparaît pas clairement. Fréquemment, il sert de support étanche aux dépôts morainiques sus-jacents qui, eux, constituent le réservoir aquifère. Une observation de Rickenbach (1925, p. 66) met ce fait en lumière : « Au S de Fleurier, la nappe morainique est si mince que peu de temps après les pluies insignifiantes, l'eau émerge sur les sentiers qui entament à peine la Molasse. » Cette dernière retient donc l'eau en surface. Au rôle de substratum imperméable de la Molasse doivent être imputés aussi les glissements importants qui se produisent au *Burcle* et à la *Presta*, de même que celui, déjà ancien, des *Lacherelles*. Les sources les plus volumineuses, par contre, dépendent certainement (en partie tout au moins) de circulations intra-molassiques.

Parmi les sources importantes, nous signalerons :

Le groupe du Burcle, à Couvet ; il comprend de nombreux filons captés par drainage, entre 760 et 800 m, dans un terrain en pente et sujet à des glissements. L'eau en est utilisée pour l'alimentation des fontaines publiques de Couvet. Leur débit total atteint 100 l/min à l'étiage.

Le groupe des Champs-Girard, à Couvet ; plusieurs sources captées

entre 820 et 900 m, au SE du réservoir d'alimentation publique de Couvet, dans lequel leur eau est dérivée. Leur débit minimum est de 25 l/min.

Les sources des Crosats, à Travers; elles jaillissent dans une niche d'érosion vers la base du versant de la vallée (745 m). Au nombre de trois, elles sont captées pour l'alimentation de fontaines publiques à Travers. Leur débit d'étiage est de l'ordre de 20 l/min.

Le groupe des Lacherelles, à Travers. Il englobe tout un réseau de drainage par tuyaux et par galeries qui saisit un grand nombre de filets, entre 790 et 850 m. L'eau en est utilisée pour la distribution publique à Travers. Plusieurs sources apparaissent encore à un niveau inférieur à celui du réservoir de distribution, raison pour laquelle elles n'ont pas été captées. Le débit minimum des veines utilisées s'élève à 120 l/min.

Au tableau 39 figurent quelques mesures de température et de conductivité électrique de sources coulant sur la Molasse du flanc S du Val-de-Travers. Leur exposition générale est au NW. Les eaux des sources du Burcle et des Crosats ont été mesurées aux fontaines qu'elles alimentent, aussi les températures données diffèrent-elles

TABLEAU 39

	1		2		3		4	
	T	K	T	K	T	K	T	K
	°C	*m-m*	*°C*	*m-m*	*°C*	*m-m*	*°C*	*m-m*
25. V. 49	8,5	465	7,5	431	8,3	450	7,6	370
5. VII. 49	11,6	473	8,4	426	13,6	437	9,8	371
5. VIII. 49	13,0	470	9,6	416	15,4	438	12,4	369
7. X. 49	13,1	462	10,5	420	12,7	425	11,6	357

1, Source des Crosats, Travers ; **2,** Source du réservoir des abattoirs, Couvet ; **3,** Ensemble des sources du Burcle, Couvet ; **4,** Source sommairement captée, au S de Fleurier.

probablement un peu de celles de l'émergence. Durant la période d'observation, la conductivité fut relativement élevée et fort peu variable.

De leur côté, les analyses chimiques rapportées au tableau 40 donnent des minéralisations totales et des duretés sensiblement plus grandes que celles des sources karstiques (p. 206). La dureté permanente qui, dans ces dernières, n'excède pas 50 mg/l, est supérieure à cette valeur pour la majeure partie des eaux molassiques examinées.

TABLEAU 40

Analyses chimiques d'eaux des terrains molassiques

		1	2	3	4	5	6	7
Date		26. XII. 56	18. VIII. 50	12. X. 48	10. XII. 48	15. XI. 49	21. XI. 49	11. V. 48
Température, °C		–	7,2	9,6	8,7	9,9	6,8	7,1
Résidu de calcination, *mg/l*		262	260	330	240	290	320	305
Dureté *mg/l* CO_3Ca	totale	250	265	370	285	320	365	380
	temporaire	245	260	300	215	260	270	270
	permanente	5	5	70	70	60	95	110
Oxydabilité, *mg* MO_4K/l		1,8	9,5	5,1	3,8	5,7	7,0	3,5
Chlorures, *mg* Cl'/l		4,5	0	–	3	5	2	9
Oxygène dissous, *mg/l*		–	–	11,4	10,8	10,2	10,8	8,9
Déficit en oxygène, %		–	–	0	7	10	11	27

1, Source de Mouille-Mougnon ; **2,** Puits de recherche d'eau aux Verrières ; **3,** Source des Crosats, Travers ; **4,** Source des Lacherelles-de-Vent, Travers ; **5,** Source des abattoirs, Couvet ; **6,** Total des sources du Burcle Couvet ; **7,** Source de Chanélaz.

3. Vallon des Verrières

La Molasse du vallon des Verrières donne lieu, elle aussi, à de nombreuses sources de faible importance (Mühlethaler, 1931, p. 286). Dans les pentes inférieures du versant S, où elle affleure en l'absence d'une couverture morainique générale, deux types d'écoulement paraissent y régner :

a) Ecoulement subsuperficiel dans la couche d'altération, selon le schéma de Engler (1919, p. 212), tel que nous l'avons déjà rencontré dans les vallons argoviens (p. 126). Il contribue à former les sources superficielles et très variables dont parle Mühlethaler. Un autre indice de cet écoulement est apporté par les nombreuses petites dolines qui parsèment la pente et qui trahissent des effondrements locaux.

b) Pénétration lente en profondeur. Une partie de l'eau reçue s'infiltre en profondeur et participe à l'alimentation de la résurgence de la Doux. Une bonne illustration de la circulation régnant au sein de la Molasse intacte a été donnée par le puits de recherche effectué en 1950 à la Sagnette. Cet ouvrage, partant d'un point situé à une vingtaine de mètres au-dessus du talweg (pt 528160/195080), a été poussé jusqu'à 30 m de profondeur au moins, dans les couches marines supérieures, composées de marnes et de grès fins. Plusieurs petites veines d'eau, représentant un débit total d'une quinzaine de litres par minute, ont été rencontrées à différentes hauteurs. Au repos, le puits se remplissait lentement d'eau dont le niveau se stabilisait à quelques mètres de l'orifice, c'est-à-dire à 15 m au moins au-dessus du talweg de la vallée, distant d'une centaine de mètres.

Une analyse de l'eau de ce sondage, prélevée en cours de travaux, figure au tableau 40. Elle se rapproche beaucoup de l'eau de la source de Mouille-Mougnon et présente, comme elle, une dureté permanente exceptionnellement faible, à l'encontre des autres sources jaillissant des terrains molassiques.

4. Basse-Areuse

Dans le territoire de la Basse-Areuse, une seule source molassique importante et bien caractérisée existe : celle de la *Toffière* de Chanélaz. Nous tirons de la description qu'en a faite Vouga (1866, p. 256) les renseignements suivants : la source jaillit sur la rive droite de l'Areuse, à 12 m au-dessus de celle-ci, un peu en amont de Chanélaz. Elle apparaît sous un banc de deux pieds d'épaisseur de calcaire d'eau douce, fétide. L'eau arriverait par une diaclase verticale importante,

dont l'auteur a relevé la trace 30 m plus haut. Devant le point d'émergence s'étale un dépôt abondant de tuf qui est à l'origine du nom de la source. Le débit atteint 300 l/min et varie peu, de même que la température, qui se maintient aux environs de 8°. L'eau, d'après Vouga, est très gazeuse, légèrement calcaire et magnésienne.

L'analyse chimique que nous en donnons au tableau 40 indique une dureté permanente élevée qui nous paraît infirmer l'hypothèse de Vouga, selon laquelle la source aurait son origine dans le Jura. Les eaux karstiques ne présentent pas des duretés permanentes aussi grandes.

CHAPITRE 10

Caractères physiques et chimiques des eaux

1. Température des sources

Variation annuelle

Les Services industriels de la ville du Locle font procéder, depuis 1955, à des mesures journalières de la température des sources de la Doux et de la Noiraigue, dont les bassins récepteurs ont des altitudes moyennes très voisines. Les valeurs de mars 1955 à février 1956 en sont données à la figure 24. La courbe des débits journaliers de l'Areuse, représentée simultanément, illustre les conditions hydrologiques ayant régné au cours de la période d'observation.

Pour les *veines W de la source de la Doux,* la variation de la température met en évidence deux phases : *a)* une phase printanière, marquée par des chutes brusques et relativement importantes. Celle de fin mars est liée à une fonte rapide de la neige, ayant provoqué une forte crue. Elle a été décrite en détail au chapitre 7 (p. 183). Celle de mi-mai accuse une décroissance de 7,9 à 6,1° en l'espace de trois jours. Elle eut lieu à la suite d'une abondante chute de pluie froide, accompagnée de neige sur les hauteurs. *b)* Une phase de relative stabilité où la température se montre peu perturbée par les pluies. Elle présente un maximum en juillet-août, comme la température de l'air. Il y a donc pratiquement simultanéité entre la variation annuelle de la température atmosphérique et celle de la source, au cours de la belle saison.

Durant février 1956, qui fut exceptionnellement froid et sec, un lent réchauffement de la source se produisit néanmoins. Le véritable minimum annuel prend place en mars-avril, au moment du plus gros apport d'eau de fonte nivale.

Les *veines centrales de la source* présentent des variations identiques à celles des veines W. Leurs températures peuvent avoir toutefois de légères différences journalières qui, durant la période prise en considération, ont été au maximum de $\pm$ 0,2°. Le tableau 41 montre que ces écarts se manifestent surtout dans les mois de mars et

TABLEAU 41

Température (°C) et conductivité (m-m) mensuelles des sources de la Doux et de la Noiraigue, de mars 1955 à février 1956

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	12 mois
T. Noiraigue	5,46	6,38	7,95	7,91	6,50	8,82	7,81	6,68	–	6,32	5,99	6,30	6,9
T. Doux V. centrales	7,25	7,19	7,12	7,57	8,07	8,05	7,88	7,85	7,77	7,31	7,22	7,40	7,56
T. Doux V. Ouest	7,31	7,24	7,11	7,58	8,06	8,06	7,88	7,85	7,77	7,31	7,22	7,40	7,57
T. air, La Brévine	–2,4	4,8	6,8	11,4	15,0	12,9	9,6	4,4	–0,5	0,9	–0,6	–11,8	4,2
K. Noiraigue	293	283	310	311	329	343	352	360	355	346	315	310	326
K. Doux	288	255	280	297	323	346	348	360	332	313	305	320	314
K. moyenne	290	269	295	304	326	344	350	360	343	330	310	315	320

d'avril et que les veines centrales y sont légèrement plus froides. Les moyennes annuelles atteignent des valeurs pratiquement égales.

La courbe de la figure 24 montre ainsi que la température de la résurgence de la Doux est la résultante d'au moins trois causes :

a) température de l'air : l'infiltration rapide dans le calcaire entraîne dans la zone d'homothermie (Schœller, 1949 *a*, p. 8) des eaux portant encore l'influence de la température superficielle ;

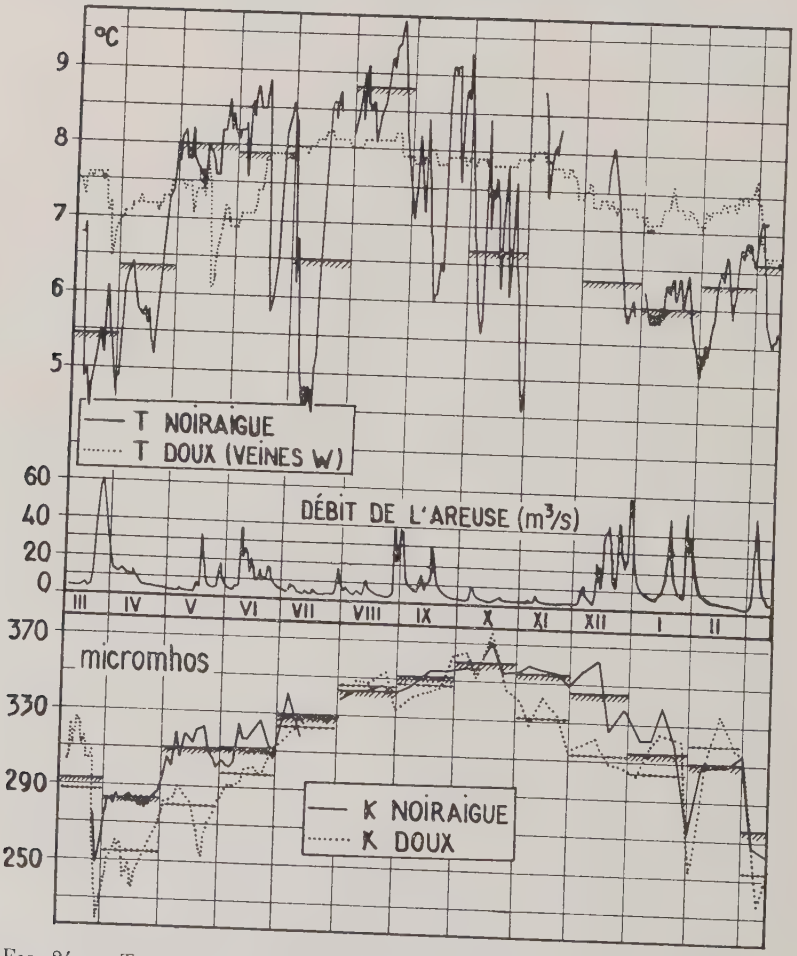


Fig. 24. — Température et conductivité électrique des sources de la Doux et de la Noiraigue, de mars 1955 à février 1956.

b) fusion nivale : l'infiltration massive d'eau de fusion voisine de 0° se marque par des chutes brusques pouvant excéder l'amplitude normale de la variation annuelle ;

c) flux de chaleur terrestre : il conditionne le lent réchauffement de février 1956.

La température de la *source de la Noiraigue* révèle une *variabilité* considérable tout au long de l'année. Une oscillation particulièrement forte se produit en juillet : du 28 juin au 6 juillet, la température tombe de 8,6 à 4,6°. Elle remonte ensuite de 4,5 à 8,6° entre le 11 et le 19 juillet. Entre le 30 octobre et le 7 novembre, elle passe de 4,6 à 8,8°. Tandis que pour la source de la Doux, les extrêmes de la période considérée sont 6,1 et 8,2° (différence 2,1°), ils atteignent 4,5 et 9,7° (différence 5,2°) pour la Noiraigue. Toutefois, l'allure générale de la courbe de variation montre que le maximum a lieu aussi durant les mois d'été (voir également les moyennes mensuelles au tableau 41).

La variation continuelle de la température trahit l'interférence des eaux d'infiltration dispersée et de l'apport des ruisseaux se perdant dans les entonnoirs. Ce dernier atteint la couche d'homothermie en conservant presque sa température extérieure. Les deux sortes d'eau se mélangent très incomplètement. Celles des emposieux parviennent à la source par vagues, comme le révèle l'examen détaillé des conditions de mars 1955 (p. 195).

La proportion relativement forte d'eau ayant circulé à la surface, avant de parvenir, incomplètement réchauffée, à la résurgence, cause un sensible abaissement des moyennes mensuelles de température, de l'automne au printemps, par rapport à la source de la Doux (tableau 41). La moyenne annuelle s'en trouve également diminuée de 0,43°.

Température des sources et altitude

Pour mettre en évidence une relation entre la température des eaux souterraines et leur altitude, nous avons choisi 20 sources issues du calcaire, parmi les plus importantes du bassin. La *température moyenne* de ces dernières a été déterminée par la méthode approximative que donne Mezger (1916) : cet auteur a constaté que la moyenne arithmétique de deux mesures effectuées sur des sources, à six mois d'intervalle, donne une valeur approchée de leur température annuelle moyenne. Pour les 20 sources en question, cette détermination a été faite à l'aide de deux séries de mesures en périodes de basses eaux, l'une datant du 9 juillet 1956 et l'autre du 14 janvier 1957. Les tem-

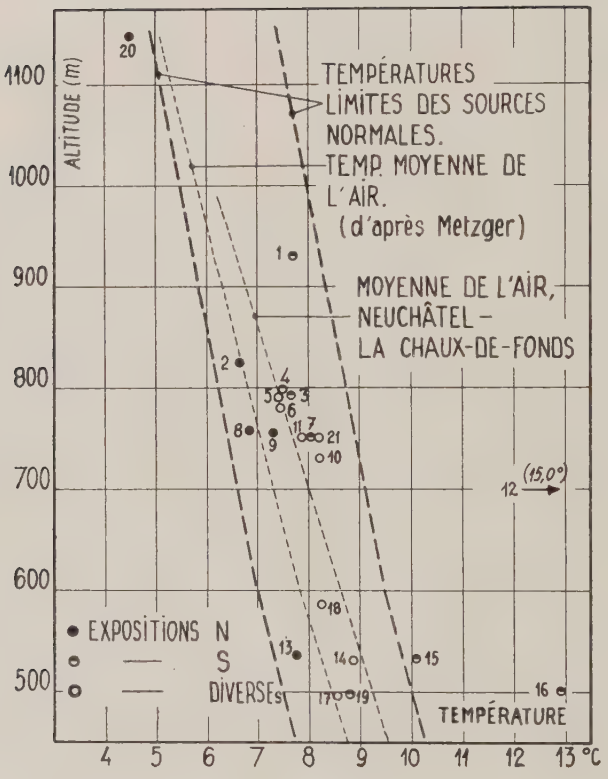


Fig. 25. — Température des sources et altitude : 1, Ubena ; 2, source de Longeaigue ; 3, source de la Commune (Buttes) ; 4, Doux (Saint-Sulpice), veines W ; 5, Doux (Buttes) ; 6, Raies ; 7, Pont-de-la-Roche, r. gauche ; 8, Raisse ; 9, Sourde ; 10, Crêt-de-l'Anneau ; 11, Noiraigue ; 12, Plan-de-l'Eau ; 13, Combe-Garot sup. ; 14, Combe-Garot inf. ; 15, Combe-Garot méd. ; 16, gor de Braye méd. ; 17, gor de Braye inf. ; 18, Merdasson sup. ; 19, Merdasson inf. ; 20, Fontaine-Froide ; 21, Pont-de-la Roche, r. droite.

pératures moyennes ainsi obtenues ont été portées graphiquement en fonction de l'altitude des sources, à la figure 25.

Mezger donne, comme intervalle dans lequel entre la température moyenne d'une source normale, à altitude donnée : 2,5 à 3°. La figure 25 porte les limites inférieures et supérieures indiquées par l'auteur, pour l'intervalle de 2,5° et la latitude de 47° N. Nous avons représenté encore la variation de la température de l'air avec l'altitude, telle qu'elle est indiquée par Mezger, et la même relation établie à l'aide des moyennes de Neuchâtel et la Chaux-de-Fonds.

Le plus grand nombre des sources prises en considération occupe normalement la partie médiane de l'intervalle de Mezger. Celles dont le champ collecteur est franchement exposé au N se rapprochent de la limite inférieure, tandis que celles pour lesquelles l'orientation au S prédomine, tendent vers la limite supérieure. Les sources évacuant l'eau des plateaux élevés du bassin, notamment celles des Raies et de la Doux, se tiennent à mi-distance entre les limites. La Noiraigue est trop variable pour que la détermination de la température moyenne, à l'aide de deux mesures, soit d'une exactitude suffisante. La valeur de 7,9° qui a été obtenue paraît trop élevée, d'après ce que nous savons de cette source (p. 253).

Deux sources, celles du Plan-de-l'Eau (N° 12) et du gor de Braye (N° 16), qui jaillissent toutes deux au pied du flanc N des gorges de l'Areuse, se révèlent être nettement *hyperthermes*. Elles trahissent l'arrivée d'eaux ayant circulé en profondeur et réchauffées par le flux de la chaleur terrestre. L'active érosion qui approfondit les gorges a permis leur émergence. La source du Plan-de-l'Eau appartient à un afflux d'eau tempérée qui envahit le noyau jurassique moyen de l'anticlinal de Solmon et dont on retrouve la trace dans la galerie Bossy (p. 144). La source médiane du gor de Braye indique un phénomène analogue qui influence aussi, dans une moindre mesure, la résurgence supérieure (p. 200) ayant une température moyenne voisine de 11°, mais dont on ne relève plus la trace dans la source inférieure (N° 17). L'origine profonde de ces sources hyperthermes motive aussi la constance de leur température : les mesures de janvier s'écartent de quelques dixièmes seulement de celles de juillet.

La source moyenne de Combe-Garot dépasse légèrement, elle aussi, la température normale à son altitude. Doit-elle cette particularité à la seule exposition de son champ collecteur, ou est-elle influencée par l'afflux d'eau tempérée qui se manifeste aux sources du gor de Braye, à 1300 m en aval ? Les deux hypothèses peuvent être envisagées.

Des eaux relativement tempérées, quoique moins franchement hyperthermes que les précédentes, circulent dans la mine d'asphalte

de la Presta (p. 163) et dans la zone des sources supérieures de Champ-du-Moulin (p. 165).

Quant à la source de la Fontaine-Froide, jaillissant à 1145 m dans le cirque du Creux-du-Van (N° 21), elle s'abaisse au-dessous de la limite inférieure de Mezger et doit être regardée, de ce fait, comme légèrement *hypotherme*. La moyenne de 4,5° que nous avons admise a été déterminée sur la base des mesures figurant au casier sanitaire du canton et se rapporte à la veine supérieure du captage. Les veines moyenne et inférieure présentent des températures supérieures de quelques dixièmes de degré.

Les sources du bassin de l'Areuse concordent d'une manière très satisfaisante avec les constatations de Mezger, basées sur des données provenant en majeure partie de l'Europe centrale. Il est intéressant de noter que l'auteur possédait des mesures relatives à trois sources jurassiennes de la région de Porrentruy, dont la température était voisine de la limite supérieure. Mezger y voyait une indication que l'eau monte à la surface depuis une certaine profondeur.

On remarquera que Mezger considère l'altitude de la source et non l'altitude moyenne de son champ collecteur. Dans le cas des grandes résurgences du Val-de-Travers, les deux altitudes présentent un écart important, de l'ordre de 300 à 350 m pour la Doux, la Noiraigue et les Raies. Leur température devrait normalement être inférieure à celle de la zone neutre du sol, à la source (Schœller, 1949 *a*, p. 131). Or, elles occupent une position tout à fait normale entre les limites de Mezger. Dans un bassin aussi étendu que celui des trois résurgences précitées, comprenant des calcaires aquifères sur plusieurs centaines de mètres de hauteur, qui participent en entier à la circulation, les eaux relativement froides de la surface subissent un réchauffement par le flux de la chaleur terrestre, pendant qu'elles parcourent la zone d'homothermie. L'influence de l'altitude du champ collecteur ne se fait sentir que lorsqu'une masse importante d'eau, ayant ruisselé à l'air libre, parvient directement à la résurgence. Tel est le cas de la Noiraigue, dont la température moyenne de 1955 fut inférieure de 0,43° à celle de la Doux.

2. Conductivité électrique

La conductivité électrique donne une idée de la salinité de l'eau. Elle est d'une mesure aisée et rapide. Appliquée avec quelques précautions, elle constitue une méthode extrêmement sensible pour déceler de légères modifications dans la composition de l'eau, pendant le cours d'une crue, par exemple.

Nous avons suivi la méthode standardisée britannique (B. S. 1427,

1949) pour l'expression des résultats et la correction de température. L'unité de conductivité est le *micromho* (m-mho) qui équivaut à 10^{-6} mho. Les mesures sont rapportées à la température de 20° C à l'aide d'un abaque construit d'après la formule :

$$K_{20°} = K_t \frac{1}{1-0{,}022(20-t)}$$

qui est valable entre 15 et 30°.

Relations entre la conductivité et les caractères chimiques de l'eau

a) *Conductivité théorique et conductivité mesurée*

La conductivité de nos eaux est conditionnée en majeure partie par le bicarbonate de calcium. Les autres corps dissous interviennent dans une mesure beaucoup moins importante, du fait qu'ils ne représentent qu'une faible partie de la salinité. Il est possible de se faire une idée de la part de chacun des principaux sels dissous dans la conductivité globale, en calculant la valeur théorique de celle-ci d'après les données de l'analyse. Nous prendrons, comme exemple, l'eau de la source supérieure de Combe-Garot dont un examen, en juillet 1953, a donné les résultats suivants :

Dureté temporaire :	151 mg CO_3Ca/l
Dureté permanente :	15 mg CO_3Ca/l
Sulfates :	11 mg SO_3/l
Nitrates :	3,5 mg N_2O_5/l
Conductivité à 20° :	286 micromhos.

Nous supposerons que les sels dissous sont du bicarbonate de calcium, du sulfate de calcium et du nitrate de potassium. La conductivité de l'eau représente la somme des conductivités spécifiques de chacun de ces sels. Le calcul en est donné dans le tableau suivant :

TABLEAU 42

Sels dissous	Conc.	Conductivité équivalente à 25°	Conductivité spécifique
	m-mole	*m-mhos*	*m-mhos*
$(CO_3H)_2Ca$	1,51	195 (pour une conc. de 1,51 m-mole/l) [1]	294
SO_4Ca	0,137	270 (» » 0,14 ») [2]	37
NO_3K	0,032	139 (» » 0,1 ») [3]	4
		Conductivité calculée : 335 m-mhos	
		Conductivité mesurée : 318 m-mhos (25°)	

[1] Intern. Crit. Tables VI, p. 246. [2] *Id.*, p. 231. [3] *Id.*, p. 231, ramenée à 25°.

L'écart de la valeur mesurée par rapport à la valeur calculée atteint 5 %. En réalité, il est probablement un peu supérieur, à cause de la présence de petites quantités d'autres sels non pris en considération. Une cause d'erreur possible réside dans la transposition de 20 à 25° de la conductivité mesurée, à l'aide de la formule de correction empirique indiquée plus haut.

Le calcul met en évidence le poids du bicarbonate de calcium dans la conductivité totale : il en forme le 88 %.

b) *Relation entre la conductivité et le résidu fixe*

Le livre de l'Eau (1954) donne la relation suivante entre ces deux grandeurs :

$$\text{Résidu fixe en mg/l} = 0{,}72\ K_{18°}$$

A l'aide de 64 analyses récentes d'eaux de diverses provenances (eaux karstiques et phréatiques, sources de moraine, etc.), nous avons déterminé la corrélation existant entre le résidu fixe (R_f) et la conductivité. Celle-ci est représentée par la droite suivante :

$$R_f\ (\text{mg/l}) = 0{,}744\ K_{20°} - 9 \quad (1)$$

Elle est valable pour des valeurs de K comprises entre 150 et 550 micromhos, c'est-à-dire pour toutes les eaux que l'on rencontre dans le bassin. Le coefficient de corrélation atteint 0,97. La corrélation est donc tout à fait satisfaisante. Elle permet de déterminer avec une bonne approximation le résidu fixe, à partir d'une simple mesure de conductivité.

La présence d'un terme constant dans l'expression (1) a pour conséquence que le rapport du résidu fixe à la conductivité varie avec cette dernière :

pour K = 150 il est égal à 0,69 et pour K = 550 : 0,73.

c) *Relation entre la conductivité et la dureté totale*

Sur la base de 75 analyses récentes, nous avons calculé la relation suivante, entre la conductivité et la dureté totale (D_{to}) :

$$D_{to}\ (\text{mg } CO_3Ca/l) = 0{,}730\ K_{20°} + 15 \quad (2)$$

Le coefficient de corrélation atteint 0,96. La corrélation est donc un peu plus faible que dans le cas du résidu fixe examiné tout à l'heure, ce qui est normal. Le rapport de la dureté totale à la conductivité passe de 0,83 pour K = 150, à 0,76 pour K = 550, limites entre lesquelles la relation est applicable. Celle-ci vaut également pour eaux karstiques, les eaux phréatiques et les sources morainiques.

Mercier et Gay (1954) ont établi, pour l'eau du lac de Bret, une relation entre la conductivité à 20° et la dureté totale qui, dans les unités que nous avons admises, a la forme suivante :

$$K = 1{,}39\ D_{to} + 59$$

Notre équation, résolue par rapport à la conductivité devient :

$$K = 1{,}37\ D_{to} - 21 \quad (2')$$

Les droites représentatives de ces deux expressions ont pratiquement la même pente. Le terme constant et, dans le cas du lac de Bret, positif, correspond approximativement à la dureté permanente, selon les deux auteurs. Nous nous abstenons d'interpréter le terme constant, mais négatif, donné par l'eau souterraine du bassin de l'Areuse, du fait qu'il découle d'une corrélation qui n'est pas excellente. Il ne nous paraît pas exclu, d'ailleurs, qu'une légère différence dans l'étalonnage de l'appareil de mesure de la conductivité puisse le modifier sensiblement.

Variation annuelle de la conductivité

Des déterminations suivies de conductivité de l'eau ont été effectuées aux sources de la Doux et de la Noiraigue, de février 1955 à mai 1956, par les soins des Services industriels du Locle. Les examens se firent d'abord chaque jour puis hebdomadairement. La figure 24 porte les mesures de mars 1955 à février 1956.

La conductivité de la *source de la Doux* se révèle être fortement influencée par la fusion nivale. La fonte particulièrement bien caractérisée du 21 au 28 mars a été commentée à la page 183. Une nouvelle crue, le 18 mai, provoquée par de fortes pluies mêlées de neige sur les hauteurs, ramena à la source des eaux froides et faiblement minéralisées. La chute de la conductivité fut certainement plus considérable que ne l'indique la figure 24, pour laquelle nous ne disposions d'aucune valeur entre le 14 et le 21 mai.

Au cours de l'été et de l'automne, la conductivité s'élève constamment, avec des irrégularités relativement faibles, jusqu'en octobre. Les crues estivales provoquent des chutes qui modifient peu l'allure générale de la courbe. De la mi-octobre jusqu'à fin novembre, une baisse générale et rapide a lieu simultanément avec une pluviosité réduite. Les mois d'hiver suivants sont caractérisés de nouveau par des chutes brusques et importantes, que sépare une rapide remontée au cours du mois exceptionnellement froid de février 1956.

Les moyennes mensuelles, données à la figure 24 et au tableau 41, illustrent l'augmentation générale de la minéralisation de l'eau pen-

dant l'été, jusqu'en octobre. Les mois où se produit la principale fusion nivale accusent des minima très accentués (avril 1955, mars 1956).

L'allure générale de la ligne représentative de *la Noiraigue* est la même que celle de la Doux. Les précipitations hivernales et la fusion de la neige y provoquent des chutes moins importantes mais, par contre, les valeurs estivales et automnales restent très voisines. Le maximum est atteint à mi-octobre et une décroissance, moins rapide que celle de la Doux, lui succède.

Les moyennes mensuelles varient dans des limites plus serrées et conservent une valeur élevée jusqu'en décembre. Les minima d'hiver sont moins accusés. La Noiraigue, plus variable que la Doux quant à sa température, l'est sensiblement moins par sa minéralisation, du moins pendant la période considérée.

Les conductivités mensuelles formées par la moyenne des deux sources (tableau 41) peuvent être considérées comme représentatives des eaux souterraines karstiques du vaste territoire (200 km²) constituant les bassins versant. Les mêmes valeurs caractérisent certainement aussi le champ collecteur de la source des Raies à Buttes, qui comprend tous les plateaux élevés de la partie occidentale du bassin de l'Areuse.

La conductivité moyenne des douze mois considérés : 320 m-mhos se rapproche beaucoup de la valeur annuelle trouvée pour les eaux souterraines de l'ensemble du bassin : 324 m-mhos (p. 261).

3. Caractères chimiques

Un aperçu de la qualité chimique des eaux karstiques, phréatiques et molassiques a déjà été donné aux chapitres qui les concernent. Notre intention, ici, n'est que de dégager le cadre dans lequel évoluent les eaux du bassin, sous le rapport de leur minéralisation.

a) *Minéralisation totale*

Les valeurs extrêmes de la *salinité* des eaux souterraines sont données par les analyses de la source de la Fontaine-Froide, dans le cirque du Creux-du-Van et de la nappe phréatique des Prés-d'Areuse, dans un puits provisoire effectué en 1952 à Colombier [1] (tableau 44).

Comme valeurs *moyennes*, nous pouvons admettre celles qui résultent des 75 analyses prises en considération pour l'établissement des corrélations entre la conductivité et les caractères chimiques (p. 258).

[1] Pt 556680/201600 ; voir aussi tableau 37.

Les moyennes de l'Areuse découlent de 22 analyses effectuées à intervalles réguliers d'un mois, en 1957 et 1958. Elles se rapportent à l'eau prise près de l'embouchure dans le lac de Neuchâtel et dénotent une légère déminéralisation, due au parcours superficiel.

TABLEAU 43

		Eaux souterraines	Areuse
Conductivité, *m-m*		324	309
Résidu fixe, *mg/l*		232	226
Dureté *mg/l* CO_3Ca	totale	252	224
	temporaire	218	210
	permanente	34	14

La conductivité moyenne permet de préciser l'*indice minéralogique de solubilité* du bassin, tel qu'il est défini par Ravier (1954). Dans les unités que nous avons admises, il s'exprime ainsi :

$$i_{ms} = \frac{K_{18°}}{10}$$

Pour $K_{20} = 324$, l'indice de solubilité est *31*. L'auteur indique (p. 292) que les terrains calcaires « moyennement solubles » ont un indice variant de 10 à 20 et les terrains calcaires « particulièrement solubles » : de 20 à 80.

b) *Transport des carbonates*

Le volume de *calcaire* soustrait chaque année au bassin par la dissolution se calcule facilement à partir du débit de l'Areuse. Celui-ci étant en moyenne de 12,6 m³/s aux Moyats, une teneur en carbonate de chaux de 218 mg/l représente un transport annuel de 89 000 tonnes ou 33 000 m³ de calcaire. Un tel volume équivaut à une lame de 0,0886 mm sur les 373 km² du bassin. On peut se faire par là une idée de la vitesse à laquelle s'opère la décalcification du terrain en surface. Elle est inférieure à 0,09 mm par an.

A côté des carbonates, les eaux du bassin contiennent d'autres corps en quantités appréciables, parmi lesquels nous mentionnerons :

c) *Sulfates*

Les sulfates forment la majeure partie de la dureté permanente. Les renseignements à leur sujet sont malheureusement encore très fragmentaires. Dans l'eau de la source de Combe-Garot, une analyse (p. 257) a révélé une teneur en SO_3 de 11 mg/l, équivalant à 19 mg de

SO_4Ca/l. La « Source qui bruit », à la Mouille-Mougnon, contient 17 mg/l de sulfates (tableau 40).

La moyenne des duretés permanentes étant de 34 mg CO_3Ca/l, la valeur donnée par l'eau du puits provisoire de Colombier (tableau 44) apparaît comme excessivement élevée et laisse entrevoir une teneur en sulfates beaucoup plus importante que les deux sources précédentes. D'une manière générale, on doit admettre que la nappe phréatique de la Basse-Areuse est enrichie en sulfates par les apports d'eau provenant des terrains molassiques encaissants qui contiennent de nombreuses veines gypseuses.

La source sulfureuse des Ponts-de-Martel est riche en sulfates. Une récente analyse y décèle une teneur en ion SO_4 de 69 mg/l correspondant à 110 mg/l de SO_4Ca (tableau 44). L'hydrogène sulfuré se forme par réduction d'une fraction de ces sulfates. L'eau ne contient, en effet, pas trace d'oxygène et présente une oxydabilité relativement

TABLEAU 44

		1	2	3	4
Date			24.VII.52	20.XII.56	20.XII.56
Température, °C		3,8	10,2	7,4	7,7
pH		–	7,4	6,76	6,74
Conductivité, *m-m*		148	730 [1]	498	524
Résidu de calcination, *mg/l*		100	556	445	370
Dureté *mg/l* CO_3Ca	totale	110	540	405	385
	temporaire	95	415	375	325
	permanente	15	125	30	60
Oxydabilité, *mg* MnO_4K/*l*		7,3	52	11	19
Chlorures, *mg* Cl'/*l*		1	11	0	1
Sulfates, *mg* SO_4''/*l*		–	–	69	0
Fer, *mg/l*		–	0,3	0	0,28
Oxygène dissous, *mg/l*		12,9	4,5	0	5,8
Déficit en oxygène, %		0	61	100	43
Hydrogène sulfuré, *mg* SH_2/*l*		–	–	9,8	–

1, Fontaine-Froide; **2,** Puits provisoire des Allées, Colombier; **3,** Source sulfureuse des Ponts-de-Martel; **4,** Source ferrugineuse, *id.*

[1]) Conductivité calculée.

élevée. Selon Schardt (1905, p. 726) la source acquiert sa minéralisation particulière dans les marnes tertiaires. Son débit est de 2 à 3 l/min[1].

Une source sulfatée sortant de la Molasse, à Boudry, est signalée par de Tribolet (1879, p. 463). Elle contiendrait 70 mg SO_4/l.

Les marnes argoviennes renferment des intercalations gypseuses, aussi les eaux circulant dans cet étage présentent-elles parfois une teneur élevée en sulfates. Une veine d'eau séléniteuse a été recoupée par la galerie des Moyats au niveau du Spongitien (Jaccard, 1924, p. 377). Schardt (1917, p. 276) signale des sources de même nature dans l'Argovien traversé par le tunnel du Mont-d'Or.

d) *Fer*

Le fer se rencontre dans de nombreuses eaux du bassin. De Tribolet (1879, p. 468) mentionne plusieurs petites sources qui déposent un limon abondant d'oxyde de fer, entre Fleurier et Môtiers. Il en existe également à Buttes et à Couvet. Le même auteur rapporte (p. 465) que toute la colline qui se trouve entre la Tuilerie de Bevaix et le Petit-Cortaillod renferme plusieurs sources ferrugineuses qui viennent sourdre au bord du lac. Une teneur en fer *anormalement élevée* caractérise aussi beaucoup d'eaux provenant des régions tourbeuses. Ainsi, par exemple, au débouché de nombreux canaux de drainage dans le Bied des Ponts, on observe un abondant dépôt d'hydroxyde de fer.

Les sources martiales les plus célèbres, dont l'eau fut utilisée à des fins curatives, sont celles des Ponts-de-Martel et de la Brévine. L'analyse de la première, donnée au tableau 44, montre qu'elle contient une quantité relativement faible de fer. Par contre, son déficit en oxygène est important. La seconde, qui est actuellement perdue, devait être beaucoup plus riche si l'on en croit de Tribolet (1879, p. 462), lequel rapporte qu'elle renferme 59 mg de fer par litre. Une bibliographie importante existe à son sujet (voir Berthoud, 1950). Deux autres sources ferrugineuses, aujourd'hui perdues, sont signalées à la Châtagne et au Cachot (de Tribolet, 1879, p. 464).

[1] Au XIX^{e} siècle, la source sulfureuse des Ponts-de-Martel était en vogue et on lui attribuait des vertus curatives. Le D^{r} Chapuis, cité par de Tribolet (1879, p. 469), faisait toutefois preuve de scepticisme à cet égard : « Pendant les cinquante premières années de ce siècle, un grand nombre de personnes des montagnes et du reste du canton se mettaient en pension, chez les gens du « Voisinage » pour prendre des bains et boire l'eau soufrée; des malades, atteints d'affections cutanées et scrofuleuses, en auraient été guéris et un grand nombre auraient vu leur état amélioré. Je n'ai, pour ma part, rien remarqué de pareil depuis mon établissement aux Ponts et il me serait difficile de citer un seul exemple authentique de guérison.»

Les nappes phréatiques peuvent renfermer également des concentrations anormales en fer. Lors des recherches effectuées par la commune de Colombier dans le delta de l'Areuse, il s'est révélé que toute la zone frontale des alluvions, entre les allées et le Bied, contient une eau ferrugineuse impropre aux usages domestiques. Les graviers présentent la patine rougeâtre caractéristique à plusieurs niveaux (fig. 7). La présence de fer est invariablement associée à un grand déficit en oxygène de l'eau. Les mêmes caractères se retrouvent dans le puits des allées, effectué en 1952, dont l'analyse figure au tableau 44. La carence en oxygène dénote l'insuffisance du renouvellement de l'eau souterraine, provoquée par l'absence ou l'insuffisance de la circulation.

La nappe de Boveresse recèle aussi des zones contenant de l'eau ferrugineuse. Un sondage, effectué par le Service des ponts et chaussées à la bifurcation de l'Areuse et du canal Neuf, en aval de Fleurier, a révélé l'existence de plusieurs mètres de gravillon fortement chargé de patine brun rouge. Au cours des travaux de correction de la rivière, nous avons observé, pendant la mise à sec du canal Neuf, des filons d'eau formant un abondant dépôt rougeâtre, sur la berge droite, près de Môtiers.

e) *Radioactivité*

Une trentaine de sources du bassin ont été examinées sous le rapport de la radioactivité par Perret et Jaquerod (1918), dans les années 1914-1916. Toutes ont révélé des valeurs inférieures à 1 eman./l. Plus récemment, Payot (1953) a trouvé dans les eaux de la mine d'asphalte de Travers des activités comprises entre 1 et 3 eman./l.

CHAPITRE 11

Le régime de l'Areuse et le bilan hydrologique

1. Le bassin-versant à la station limnigraphique des Moyats

Le Service fédéral des eaux procède à la mesure du débit de l'Areuse à la station des Moyats, située à 11,5 km de l'embouchure dans le lac de Neuchâtel, et à l'altitude de 633 m. Les premières observations du niveau de la rivière remontent à 1893. A partir de 1920, les hauteurs d'eau purent être converties en débits journaliers, mais c'est seulement depuis 1923, date de l'installation d'un limnigraphe, que les observations sont considérées comme suffisamment précises par le Service.

Le bassin-versant de l'Areuse, à la station des Moyats, mesure, d'après Bräm et Sartory (1916, p. 14) 359,77 km², valeur qui a été admise par le Service fédéral des eaux. La délimitation un peu différente adoptée dans le présent travail conduit aux caractéristiques suivantes :

superficie : *373 km²* ;
altitude moyenne : *1094,3 m.*[1]

L'examen du bilan hydrologique nous montrera plus loin que ces dernières valeurs correspondent sans doute assez exactement à la réalité (p. 281).

Cependant, l'eau évacuée par l'Areuse ne représente pas rigoureusement toute la décharge du bassin. En amont des Moyats, la plupart des sources des gorges sont captées pour l'alimentation de Neuchâtel et de la Chaux-de-Fonds. Ces prélèvements permanents, qui atteignent 150 l/s environ à l'étiage, représentent le 15 % du débit minimum de l'Areuse au cours des années très sèches et le 2 % du module. De plus, aux Verrières, la Morte dirige vers le Doubs les eaux superficielles d'un certain territoire — peut-être 1 km² — compris dans le bassin de l'Areuse. Enfin, on oublie trop souvent que dans une

[1] R. P. N. = 376,86 m.

station limnimétrique, telle que celle des Moyats, il échappe un certain volume d'eau représentant le sous-écoulement des alluvions perméables. La somme des débits non jaugés nous a paru ne pas excéder la limite de tolérance admise dans la délimitation du bassin, aussi n'en avons-nous pas tenu compte.

Toutes les données du présent chapitre se rapportent au bassin-versant arrêté à la station des Moyats.

L'Areuse provient, en majeure partie, de résurgences. Celles-ci sont alimentées, d'une part, par la pénétration dispersée des précipitations atmosphériques dans les calcaires, et, d'autre part, par des ruisseaux qui se perdent dans des entonnoirs.

La surface réceptrice des calcaires où pénètrent les précipitations, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une couverture glaciaire ou alluviale, atteint approximativement 296 km². Dans les 77 km² où l'infiltration n'atteint pas le calcaire, il règne des conditions d'écoulement diverses, dépendant de la nature du terrain. Elles représentent, le plus souvent, l'un ou l'autre ou la combinaison des deux cas suivants :

a) Terrains à caractère d'imperméabilité dominant, avec un écoulement superficiel et subsuperficiel. Ce sont les aires d'affleurement de l'Argovien et, à un moindre degré, les marnes du Dogger et du Crétacé ; superficie : environ 27 km² ;

b) Terrains de faible perméabilité dont jaillissent des sources qui, dans la règle, sont moins variables que les grandes résurgences. Cette catégorie comprend en premier lieu les terrains molassiques, mais aussi les alluvions fines, lacustres ou fluviatiles, les moraines épaisses à substratum imperméable et la tourbe ; superficie : environ 50 km².

Les ruisseaux qui contribuent à l'alimentation des résurgences, par déversement dans des entonnoirs, ont un champ collecteur de 28 km². Ils occupent surtout le fond des vallées fermées de la Brévine et des Ponts.

Les terrains du groupe *b* ont, par opposition à ceux du groupe *a*, un pouvoir de rétention élevé. Ils exercent une certaine influence régulatrice sur l'écoulement. Mais leur importance relative est faible — les 50 km² qu'ils occupent représentent le 13 % de la superficie du bassin — aussi le régime de l'Areuse conserve-t-il le caractère que lui confère la circulation en sous-sol calcaire. En réalité, l'action régulatrice des terrains de faible perméabilité s'exerce également si, par exemple, une certaine épaisseur de moraine recouvre les calcaires. Mais on arrive là à un facteur dont l'importance ne peut être précisée par des chiffres. Nous pensons rester dans une évaluation pas trop

éloignée de la réalité en admettant, en définitive, que le régime de l'Areuse est conditionné par la subdivision suivante de l'impluvium :

1. Calcaires, sièges de l'infiltration dispersée : 80 %
2. Terrains faiblement perméables à pouvoir de rétention relativement élevé : 13 %
3. Terrains imperméables où prédomine le ruissellement superficiel : 7 %

Les types 1 et 2 correspondent approximativement à la « capacité tarissable » et le type 3 à la « capacité infrasuperficielle », définies par Lugeon (1928, p. 152), dans les bassins à sous-sol perméable en petit.

Il reste à préciser l'influence des interventions humaines dans le régime actuel de la rivière. Fort heureusement pour l'hydrologie, cette influence est encore peu sensible. La régularisation opérée par l'aménagement du lac des Taillères (p. 182) consiste à retenir dans celui-ci un volume d'environ 2 millions de m^3 (représentant une lame d'eau de 5,4 mm sur l'ensemble du bassin) en périodes humides et à le restituer aux époques de basses eaux, à raison de 400 l/s pendant 60 jours. L'eau est lâchée dans l'entonnoir du lac, du samedi à 12 h. au jeudi à 19 h. Le débit de l'Areuse s'en trouve augmenté du lundi matin au samedi soir.

Les travaux de correction du cours de la rivière ont accentué, dans une faible mesure, la variabilité du régime en supprimant les inondations du Val-de-Travers au cours des grandes crues. Il en résulte un certain accroissement des débits de pointe.

2. Etude du débit

Débit annuel
(module d'écoulement)

L'*Annuaire hydrographique de la Suisse* donne les débits moyens de l'année civile. Nous avons calculé ces mêmes débits pour l'*année hydrologique* dont le début a été fixé, conventionnellement, au 1er octobre de l'année civile précédente. Ce choix est motivé par la condition de ne pas scinder en deux la période d'enneigement du bassin. Les modules moyens et extrêmes, en m^3/s et en $l/s.km^2$ figurent au tableau 45. A titre comparatif, figurent également les débits de la Sihl à Zurich, pour la période de 1919 à 1936, antérieurement à la création de la retenue de l'Etzel. Ce dernier cours d'eau a fait l'objet d'études détaillées par Lugeon (1928), sur lesquelles nous reviendrons

plus loin et il permet d'intéressantes comparaisons avec l'Areuse du fait que son bassin est constitué par des terrains faiblement perméables.

La pluviosité plus élevée du bassin de la Sihl explique le débit spécifique (débit en l/s.km²) supérieur de celle-ci.

Les modules de l'année civile, de 1918 à 1955, sont représentés à la figure 8 (trait discontinu). Le même diagramme porte également les débits mensuels moyens obtenus par la méthode de Chamayou (trait continu, voir p. 100) qui font ressortir l'alternance des périodes sèches et humides.

Les modules annuels extrêmes caractérisent le régime d'un cours d'eau. Réméniéras et Boyer (1950) en tirent un *coefficient d'irrégularité* formé par le rapport suivant :

$$\alpha \text{ (en \%)} = \frac{\text{H max} - \text{H min}}{\text{H moyen}} \times 100$$

Les valeurs du tableau précédent donnent, pour α :

Areuse :	année civile	77 %
	année hydrologique	102 %
Sihl :	année civile	80 %

Pour l'année civile, le coefficient légèrement supérieur de la Sihl est tiré des deux années extrêmes 1921 et 1922. Dans le cas de l'Areuse, les débits de ces deux années (5,70 et 16,8 m³/s) donnent un rapport de 88 %, c'est-à-dire une valeur nettement supérieure à celle de la Sihl.

L'année hydrologique fournit un coefficient d'irrégularité fortement supérieur à celui de l'année civile. Il est même possible de déterminer un *coefficient maximum*, tiré des deux séries de douze mois durant lesquels le débit moyen est le plus bas et le plus élevé. La figure 8 nous indique que la période de douze mois consécutifs où le débit fut le plus bas est celle de novembre 1920 à octobre 1921, avec 5,34 m³/s. Pareillement, le maximum tombe sur la période d'octobre 1922 à septembre 1923, durant laquelle le débit moyen s'éleva à 19,3 m³/s. Ces extrêmes donnent un coefficient d'irrégularité maximum de 110 %.

Les débits moyens de l'Areuse, pour les vingt-cinq années hydrologiques de 1930 à 1954, figurent au tableau 53.

Débits mensuels

Les débits mensuels moyens de la période 1923-1954 sont indiqués au tableau 46.

TABLEAU 45

Module (H)	**Areuse (1923-1954, 373 km²)** Année civile m^3/s	$l/s.km^2$	Année hydrologique m^3/s	$l/s.km^2$	**Sihl (1919-1936, 336 km²)** Année civile m^3/s	$l/s.km^2$
moyen	12,6	33,8	12,6	33,8	13,4	39,9
maximum	16,8 (1939)	45,0	19,3 (1924)	51,7	18,3 (1922)	54,5
minimum	7,05 (1949)	18,9	6,40 (1949)	17,2	7,6 (1921)	22,6

TABLEAU 47

Date	P	**Areuse** (373 km²) Q journalier		Pointe		Date	P	**Sihl** (336 km²) Q journalier		Pointe	
	mm	m^3/s	$l/s.km^2$	m^3/s	$l/s.km^2$		*mm*	m^3/s	$l/s.km^2$	m^3/s	$l/s.km^2$
5. IX. 46	106	19,1	51	–	–	9. IX. 34	97	22,4	67		–
6. IX. 46		61,4	165	–	–	10. IX. 34		181	539	340	1012
7. IX. 46	–	93,8	251	105	282	11. IX. 34	–	44,3	132	–	–
8. IX. 46	–	59,3	159	–	–	12. IX. 34	–	20,5	61	–	–

TABLEAU 46

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Débit, m^3/s	11,4	12,0	18,5	20,9	12,5	10,6	8,45	7,89	9,56	10,5	17,1	12,0
» $l/s.km^2$	30,6	32,2	49,6	56,0	33,5	28,4	22,7	21,2	25,6	28,2	45,8	32,2

L'Areuse appartient au type nivo-pluvial de Pardé (1947, p. 98), dans lequel existent deux maxima (fig. 26) : l'un, en mars-avril, au moment de la fonte des neiges et l'autre, en novembre, époque de grosses chutes de pluie et d'évaporation réduite. Le minimum a lieu en août. Les extrêmes absolus sont 49,6 m³/s en novembre 1950 et 1,15 m³/s en octobre 1947.

Le classement des moyennes de chaque mois, pour les trente-deux années prises en considération, permet d'établir des lignes de probabilité des débits mensuels, telles qu'elles sont représentées à la figure 26. La ligne portant l'indication de 50 %, par exemple, donne les

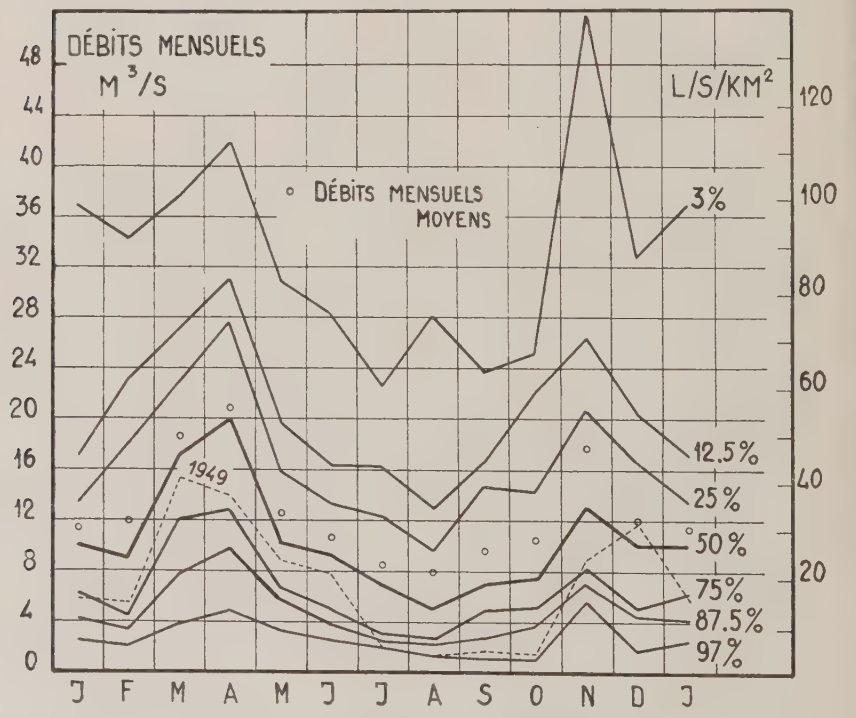


Fig. 26. — Débits mensuels classés.

débits atteints ou dépassés dans le 50 % des cas. Ces derniers sont sensiblement inférieurs à la moyenne des 32 débits mensuels. Cela s'explique par le fait que les écarts des mois supérieurs à la moyenne atteignent des valeurs plus considérables que ceux des mois inférieurs, ainsi qu'il apparaît clairement sur le dessin : les lignes sont de plus en plus serrées vers le bas.

La variation possible du débit mensuel est minimum au cours des mois d'été et maximum en novembre.

La figure 26 permet de juger rapidement le caractère d'une année. A titre d'exemple, nous avons dessiné la ligne représentative de 1949. On se rend compte que cette année doit son caractère exceptionnellement sec à un déficit général. Tous les mois, sauf un, ont des débits inférieurs à la probabilité de 50 %. Néanmoins, les maxima printanier et automnal s'y marquent normalement.

Débits journaliers

La crue la plus forte qu'ait subi l'Areuse, entre 1923 et 1955 fut celle du début de janvier 1955, au cours de laquelle le débit moyen journalier s'éleva à *138* m^3/s le 13, 131 m^3/s le 14 et 127 m^3/s le 15. Pendant la crue de novembre 1944, le débit maximum journalier eut lieu le 24, avec 135 m^3/s. Le débit minimum, durant la même période, fut de *0,7* m^3/s le 6 octobre 1947. Le rapport des extrêmes journaliers est donc de 1 à 197.

Pour la Sihl, au cours de la période de 1919 à 1936, les extrêmes journaliers furent 214 et 0,6 m^3/s ; leur rapport est de 1 à 357. L'Areuse paraît donc avoir un débit variant dans des limites moins étendues que la Sihl. Cette première et importante constatation se trouve confirmée par la comparaison des crues auxquelles donnent lieu des chutes de pluie semblables. Le tableau 47 (p. 269) se rapporte à deux crues du début de septembre.

Les précipitations ont été déterminées, pour l'Areuse, par la méthode exposée à la page 115 et pour la Sihl, en prenant simplement la moyenne arithmétique des relevés des six stations suivantes : Sihlwald, Waldhalde, Einsiedeln, Euthal, Willerzell et Oberiberg. Dans les deux cas, les chutes de pluie ont été du même ordre de grandeur. Il ressort, de la comparaison des débits, que la crue de l'Areuse est beaucoup plus étalée que celle de la Sihl. Cette dernière réagit plus rapidement et plus violemment. Le sous-sol perméable en grand du bassin de l'Areuse amortit incontestablement les crues et cela, dans une forte mesure. D'importants phénomènes de rétention dans la vallée de la Brévine (p. 189), étroitement liés à l'insuffisance des chenaux karstiques, y contribuent aussi. Le caractère relativement

peu aigu des crues de l'Areuse ressort du diagramme comparatif de la figure 13. Les deux pointes du 28 et du 31 août sont beaucoup plus accentuées pour la Deneyriaz (A) et la Noiraigue (B) que pour l'Areuse (C).

Le débit peut varier considérablement dans le cours d'une journée. Certaines crues sont particulièrement rapides, telle celle du 2 août 1950, où, en l'espace d'une heure, le débit a passé de 2,5 à 13 m³/s, provoquant une montée de la rivière de 5 mm par minute en moyenne. De fortes variations journalières sont causées également par les décrues, étudiées spécialement dans les pages qui suivent.

Les durées moyennes des débits annuellement atteints ou dépassés, pour la période de 1923 à 1954, telles qu'elles sont données dans l'Annuaire hydrographique de 1954, ont été représentées graphiquement à la figure 27. Nous avons calculé les valeurs analogues de deux années extrêmes : 1949 et 1939, et dessiné les courbes correspondantes, de part et d'autre de la courbe moyenne. Elles forment l'enveloppe d'une surface qui traduit les durées possibles des différents débits de la rivière. On voit, par exemple, que les 4,5 m³/s requis par les usines hydro-électriques des gorges de l'Areuse sont atteints ou

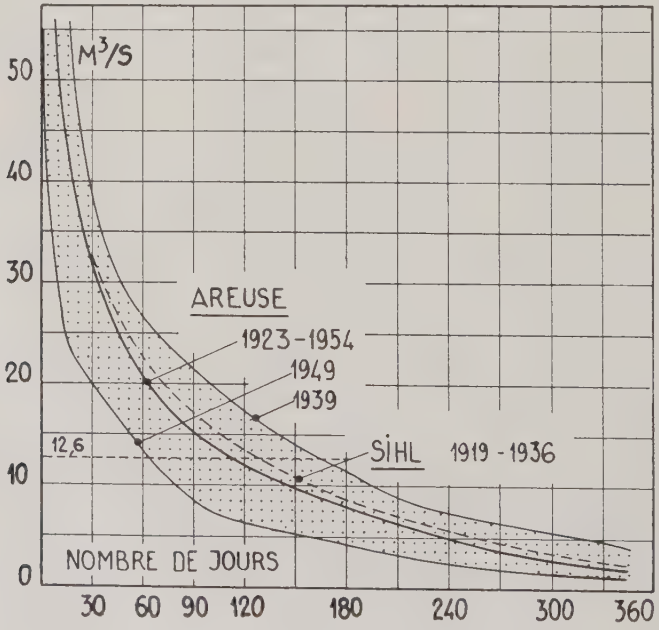


Fig. 27. — Débits annuellement atteints ou dépassés.

dépassés durant 170 à 335 jours, selon le caractère de l'année. Le débit est inférieur au module annuel de 13,6 m³/s pendant 253 jours, etc.

On peut comparer les débits classés de différents cours d'eau en déterminant le rapport (r) de certains débits caractéristiques au module annuel (H). Pour l'Areuse et la Sihl, on obtient les résultats suivants :

TABLEAU 48

	Areuse (1923-1954) (H = 12,6 m³/s)		**Sihl** (1919-1936) (H = 13,4 m³/s)	
	m^3/s	r	m^3/s	r
DC 9 jours (2,5 %)	56	4,44	53	3,96
DC 18 jours (5 %)	41,2	3,27	40	2,99
DC 36 jours (10 %)	28,8	2,29	30	2,24
DC 3 mois (25 %)	15,2	1,21	17	1,27
DC 6 mois (50 %)	7,9	0,63	8,6	0,64
DC 9 mois (75 %)	3,6	0,29	4,6	0,34
DC 329 jours (90 %)	2,4	0,19	2,8	0,21
DC 347 jours (95 %)	2,0	0,16	2,2	0,16

Les valeurs de r corroborent deux constatations déjà faites plus haut, à savoir :

1° les crues de l'Areuse sont plus étalées que celles de la Sihl, ce qui implique un rapport r supérieur, aux débits de 9, 18 et 36 jours ;

2° les débits moyens de la Sihl ont un caractère plus soutenu que ceux de l'Areuse, du fait de la nature différente du sous-sol des bassins. Cela se traduit par les valeurs de r plus élevées de la Sihl, à partir du débit caractéristique de trois mois.

Débits de pointe

Au cours de la crue de janvier 1955, le débit atteignit un maximum de 160 m³/s (= 429 l/s.km²), le 13. Des débits plus élevés ont été mesurés dans les années antérieures à 1923, notamment une valeur de 254 m³/s, en décembre 1918. Mais, de l'avis des experts du Service fédéral des eaux, ces extrêmes sont excessifs.

Avec 160 m³/s, le débit maximum de l'Areuse est très inférieur à celui des cours d'eau alpins et préalpins de même importance. Kreps (1951) trouve, pour ces derniers, une relation satisfaisante entre le *débit moyen annuel* et la crue susceptible de se produire une fois en cent ans. Cette relation s'exprime par l'équation :

$$HHQ_{100} = 90 \sqrt[3]{MQ^2}$$

dans laquelle HHQ_{100} est le débit atteint une fois en cent ans et MQ, le débit moyen annuel. L'application à l'Areuse de cette formule

donne, pour la crue séculaire, un débit de 487 m³/s. Le maximum observé de 160 m³/s représente le 33 % seulement du débit que peut atteindre un cours d'eau équivalent du domaine alpin.

Toutefois, une comparaison basée sur un autre critère nous révèle l'Areuse sous un jour moins anormal. Wundt (1953, p. 222) prend en considération un grand nombre de cours d'eau de toutes les parties du globe et établit des courbes de probabilité relatives au débit maximum. La courbe de 50 %, par exemple, donne la moyenne des débits maximums des cours d'eau examinés, en fonction de *l'étendue de leur bassin-versant*: le 50 % des cours d'eau ont un maximum supérieur à cette moyenne et le 50 %, un maximum inférieur. Pour les cours d'eau de régions montagneuses, la courbe de 50 % a l'équation suivante :

$$q = 2050\ F^{-0{,}286}$$

q est le débit spécifique maximum du cours d'eau et F, la surface de son aire de réception. Dans le cas du bassin de l'Areuse, q calculé est égal à 377 l/s.km², c'est-à-dire à 141 m³/s. D'après l'analyse statistique de Wundt, l'Areuse présente donc un débit de pointe un peu supérieur à la moyenne des maxima tirée d'un grand nombre de cours d'eau de toutes les régions du globe. Elle se trouverait sur la ligne de probabilité de 55 % environ.

Les deux comparaisons ci-dessus montrent qu'il est hasardeux d'analyser les débits maximums uniquement par la méthode statistique. Ces débits sont influencés par un grand nombre de facteurs propres au bassin-versant et particuliers à chaque crue, de sorte qu'on est amené à les considérer comme ayant un caractère fortuit (Walser 1956, p. 249).

La courbe de décroissance

Nous avons montré ailleurs (Burger 1956) que la courbe de décroissance de l'Areuse, en périodes exemptes de précipitations atmosphériques ou de fusion nivale, peut être traduite algébriquement par une relation ayant la forme suivante :

$$Q_t = \frac{Q_{\alpha o}}{(1+\alpha t)^2} + Q_{\beta o} \cdot e^{-\beta t}$$

dans laquelle Q_α et Q_β désignent des débits partiels correspondant à deux types d'écoulement, superficiel et profond, dont la somme donne le débit total Q. t est le temps, compté en unités de *trois jours*, à partir du débit Q_o choisi comme origine de la courbe. Q_t est le débit au temps t. Le coefficient α caractérise la décroissance rapide des eaux ayant

provoqué la crue tandis que β exprime la lente décroissance du « flot de base » (Serra, 1954, p. 33). Ce dernier exposant est pratiquement constant et égal à 0,047 (fig. 13, courbe G). Tous les débits sont des moyennes journalières, exprimées en m^3/s.

Le calcul montre que le poids du premier terme de l'équation diminue rapidement avec le temps. A partir d'un certain moment, l'écoulement suit pratiquement la fonction exponentielle

$$Q_t = Q_{\beta o} \cdot e^{-0{,}047t}.$$

L'équation générale peut être résolue à l'aide des valeurs connues de Q_0, Q_1 et Q_2. La courbe de décroissance est donc déterminée par trois points, soit, avec l'unité de temps que nous avons choisie, par les débits mesurés durant les six jours qui suivent la pointe.

Une des applications intéressantes de la formule est la détermination de l'eau en réserve dans le bassin (V_t) qui est susceptible de s'écouler par la rivière, en un moment donné (t). On a :

$$\int_o^\infty Q_t \, dt = \frac{Q_{\alpha t}}{\alpha} + \frac{Q_{\beta t}}{0{,}047}$$

$$V_t = (0{,}259 \frac{Q_{\alpha t}}{\alpha} + 5{,}515 \, Q_{\beta t}) \cdot 10^6 \, (m^3)$$

$$V_t = 0{,}695 \frac{Q_{\alpha t}}{\alpha} + 14{,}78 \, Q_{\beta t} \, (mm)$$

Pendant les périodes d'étiage, lorsque la décroissance peut être considérée comme une fonction exponentielle, le débit est proportionnel au volume d'eau retenu dans le bassin :

$$V_t = 5{,}515 \cdot 10^6 \, Q_t \, (m^3)$$
$$V_t = 14{,}78 \, Q_t \, (mm)$$

L'exemple suivant illustre l'application des formules exposées ci-dessus. Il se rapporte à une décrue qui eut lieu du 2 au 29 novembre 1924, antérieurement à la régularisation du lac des Taillères. Les valeurs mesurées de Q_0, Q_1 et Q_2 sont, respectivement, 106, 21,7 et 12,0 m^3/s. A partir de celles-ci, on obtient :

$$\alpha = 1{,}54 \; ; \; Q_{\alpha o} = 99{,}4 \; m^3/s \; ; \; Q_{\beta o} = 6{,}6 \; m^3/s.$$

Le calcul donne ensuite les débits et volumes indiqués au tableau 49.

Le débit Q_α représente, au début, le 94 % du débit total, tandis qu'après 30 jours ($t = 10$), il n'en forme plus que le 8 %. En valeur

TABLEAU 49

t	0	1	2	3	4	5	6	8	10
$Q_{\alpha t}$, m^3/s	99,4	15,4	5,97	3,15	1,94	1,31	0,95	0,56	0,37
$Q_{\beta t}$, m^3/s	6,60	6,30	6,01	5,73	5,47	5,20	4,98	4,53	4,12
Q_t calc., m^3/s	106	21,7	12,0	8,88	7,41	6,41	5,93	5,09	4,49
Q_t mes., m^3/s	106	21,7	12,0	9,03	7,87	6,75	6,01	4,80	–
V_t, $10^6 m^3$	53,1	37,3	34,2	32,1	30,5	28,9	27,6	25,1	22,8
V_t, mm	142	100	92	86	82	78	74	67	61

absolue, il diminue dans la proportion de 100 à 1 au cours des dix-huit premiers jours. Si V_α et V_β désignent les volumes d'eau en réserve correspondant à Q_α et Q_β, leurs valeurs respectives sont, avant la crue, au début de la décrue et après trente jours :

TABLEAU 50

	$t = -4$	$t = 0$	$t = 10$	21.9.49
V_α (mm)	1	45	0,2	1
V_β (mm)	env. 65	97	60,8	26,4
Q (m^3/s)	4,74	106	4,49	4,32

Ces chiffres indiquent clairement l'évolution des réserves souterraines du bassin au cours d'une crue. Le volume V_α représente la fraction de l'eau qui est rapidement évacuée et qui suggère l'existence de terrains à faible pouvoir de rétention. Ce sont les calcaires, dans leurs parties supérieures surtout. Au contraire, V_β se rapporte à l'eau des terrains à rétention élevée : moraine, alluvions, tourbe, Molasse et calcaires, ces derniers dans leurs parties profondes, leurs fissures capillaires, leurs accumulations en nappes libres, etc.

La décharge du bassin étant considérée comme la résultante de deux types d'écoulement simultanés, un débit donné ne correspond pas nécessairement à un même volume d'eau en réserve. Ainsi, par exemple, à la suite d'une petite crue survenue en septembre 1949, au cours d'une période très sèche, le débit était retombé à 4,32 m^3/s, le 21. Les valeurs données au tableau 50 montrent qu'alors, la réserve s'élevait à 27 mm seulement, contre 61 mm pour un débit équivalent, en novembre 1924.

Il convient de ne pas perdre de vue que ce sont là des considérations théoriques qui découlent uniquement d'un procédé de calcul. Elles expriment sans doute un état réel du bassin, mais les valeurs précises des volumes d'eau ainsi classés en deux types de réserves, telles qu'elles ressortent de l'application des formules, ne doivent pas

être considérées dans un sens trop absolu. Il s'agit, au surplus, d'approximations par défaut du fait qu'elles ne comprennent pas l'eau évaporée pendant la période écoulée depuis la dernière crue. Enfin, le terme de *réserve* désigne l'eau qui est susceptible de gagner l'Areuse et non la totalité de l'eau renfermée dans le bassin. Une partie de cette dernière baigne les calcaires au-dessous du niveau des résurgences et, de ce fait, ne profite pas à la rivière.

Pour faire ressortir le caractère propre des décrues de l'Areuse, il serait nécessaire de les comparer à celles d'autres cours d'eau, analysés systématiquement à cet égard. Une telle étude sort du cadre du présent travail. Nous nous sommes limité à examiner rapidement quelques décrues particulières de trois cours d'eau du Plateau suisse.

1. *La Broye à Payerne* (bassin-versant : 392 km²). La décrue de novembre 1924 s'est poursuivie durant tout le mois suivant. Du 5 au 25 décembre, la décroissance exponentielle est fort bien caractérisée ; elle se traduit par la relation suivante :

$$Q_{\beta t} = Q_{\beta o} \cdot e^{-0{,}075\, t}$$

L'exposant, pour l'unité de temps de trois jours, est donc égal à 0,075. Si l'on extrapole la courbe exponentielle jusqu'à l'origine de la décrue, on obtient pour $Q_{\beta o}$ une valeur de 5,5 m³/s (Q_o étant égal à 45,6 m³/s).

2. *La Sihl à Untersiten* (bassin-versant : 157 km²). Au cours de l'année extrêmement sèche de 1921, une décroissance exponentielle s'est produite du 18 novembre au 8 décembre. L'exposant en est égal à 0,148 et $Q_{\beta o}$, à 4,02 m³/s (Q_o s'élevant à 106 m³/s).

Une autre décrue exponentielle caractéristique a eu lieu du 1er au 12 décembre 1927. Les valeurs de β et de $Q_{\beta o}$ sont 0,094 et 3,0 m³/s (pour $Q_o = 15$ m³/s).

Ces deux cas donnent, pour β, deux valeurs fort différentes et bien supérieures à celle de l'Areuse. La raison de leur différence nous échappe, mais il est avéré que β peut varier au cours de l'année (Luxo, 1954).

3. *Le Rappengraben.* Une décrue en période presque exempte de précipitations a été enregistrée au cours des mois de juin et juillet 1911. Les débits très précis donnés par Engler (1919, p. 502) correspondent à une décroissance exponentielle presque parfaite à partir du troisième jour suivant la pointe. Cette décroissance très rapide est caractérisée par un coefficient $\beta = 0{,}57$. Engler a calculé le volume d'eau écoulé chaque jour, du 1er au 15 juillet, et obtient un total de 6690 m³ par km² de bassin. Notre propre calcul, à partir de la

formule $Q_t = 0{,}04 \cdot e^{-0{,}57\,t}$, nous donne, pour la même période, une valeur très voisine, soit 6740 m³. La détermination des volumes d'eau écoulés confirme ainsi le caractère rigoureusement exponentiel de la décrue.

D'autre part, nous avons trouvé, pour la *Deneyriaz* dont le bassin possède un sous-sol imperméable, un exposant de décroissance : $\beta = 0{,}58$, valeur très voisine de celle du torrent du Rappengraben (p. 130). *La Noiraigue*, à Noirvaux, présente, de son côté, des décrues exponentielles caractérisées par l'exposant $\beta = 0{,}37$ (p. 244).

Le tableau 51 résume les caractéristiques de chacun des cours d'eau au début des décrues considérées.

La comparaison de ces chiffres indique que l'Areuse possède, en basses eaux, un débit plus soutenu que les autres cours d'eau étudiés, ce qu'exprime la faible valeur de β. Le débit Q_β spécifique présente une valeur intermédiaire entre celles des autres grands bassins de la Sihl et de la Broye. Par contre, le volume d'eau retenu V_β atteint, par unité de surface, le double de celui de ces deux bassins.

Le caractère lent de la décroissance de l'Areuse, aux basses eaux, doit être imputé au sous-sol calcaire du bassin. Quelques sources issues du même terrain sont connues par des décroissances encore plus lentes. Coutagne (1948, p. 421) cite, pour les deux sources de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse) et de la fontaine du Défends (Bouches-du-Rhône), des exposants de 0,030 et 0,0345 respectivement. Schœller (1949 *b*, p. 5) indique, pour une résurgence de la Dordogne : la Font-Bourraine, une valeur de $\beta = 0{,}041$ (toujours pour l'unité de temps égale à trois jours).

L'étude du débit de l'Areuse nous a permis de dégager quelques-uns des caractères propres au type dominant des terrains qui composent son bassin, à savoir les calcaires perméables en grand. Ceux-ci confèrent au régime les particularités suivantes :

1° l'infiltration totale des eaux atmosphériques dans les calcaires a pour conséquence un étalement de la pointe des crues ;

2° du fait de la prépondérance de ces calcaires, les débits moyens ont une durée relative moins grande que dans les bassins à terrains faiblement perméables, tels que celui de la Sihl ou de la Broye ;

3° aux débits inférieurs, l'Areuse évacue l'eau de réservoirs à rétention élevée et rejoint, en cela, la généralité des cours d'eau. Toutefois, sa décroissance paraît être sensiblement plus lente que celle des rivières possédant des bassins faiblement perméables.

Le bassin doit être considéré comme un complexe de terrains présentant des pouvoirs de rétention variés allant progressivement du

TABLEAU 51

	β_t ($t = 3$ jours)	Q_β m^3/s	Q_β/km^2 m^3/s	V_β m^3	V_β/km^2 m^3	V_β mm
Areuse (2. XI. 24)	0,047	6,60	0,018	36.400.000	97.600	98
Sihl (4. XI. 21)	0,148	4,02	0,026	7.040.000	44.800	45
Broye (1. XI. 24)	0,075	5,50	0,014	19.000.000	48.500	49
Deneyriaz (29. IX. 51)	0,58	0,17	0,061	75.970	27.100	27
Noiraigue (7. XI. 53)	0,37	0,60	0,133	420.300	265.000	265
Rappengraben (25. VI. 11)	0,57	0,028	0,040	12.650	18.150	18

TABLEAU 52

	P	H	C	E *mm* Mes.	E *mm* Calc.	T
	mm	*mm*				*°C*
1930-1954	1480	1043	0,71	437	437	5,8
1942-1949	1292	922	0,71	370	442	6,2

degré le plus faible, dans les calcaires, au degré le plus élevé, dans les formations imperméables. La prédominance des calcaires imprime un caractère particulier au régime, qui se traduit par un étalement de la pointe des crues, une durée relativement faible des débits moyens et une décroissance lente aux débits inférieurs. Cette conclusion ne correspond pas à l'opinion répandue qui attribue aux cours d'eau des régions calcaires un caractère de grande variabilité.

3. Etude du module d'écoulement en fonction des facteurs qui le conditionnent

Nous envisagerons ce problème successivement à l'échelle : 1° d'un grand nombre d'années; 2° de l'année hydrologique; 3° de la crue isolée.

Nos investigations sont limitées aux vingt-cinq années allant de 1930 à 1954. Les données de 1923 à 1929 présentent, en effet, des anomalies apparentes ou réelles, qui nous ont incité à les laisser de côté ici.

Module d'écoulement moyen d'un grand nombre d'années

Dans la moyenne d'un grand nombre d'années, le bilan hydrologique revêt sa forme la plus simple : le module d'écoulement est égal au module pluviométrique moins l'évapotranspiration :

$$H = P - E$$

Le coefficient de ruissellement (C) est formé par le rapport du module d'écoulement au module pluviométrique, H/P.

Pour l'Areuse aux Moyats, les moyennes annuelles figurant au tableau 53 permettent d'établir ainsi le bilan (voir tableau 52).

Il existe de nombreuses formules pour calculer l'évapotranspiration moyenne d'une période de plusieurs années. Nous avons utilisé celle qu'a développée récemment Turc (1954, p. 37), dans laquelle la perte par évaporation est reliée à la pluviosité (P) et à la température (T) moyennes du bassin :

$$E_{mm} = \frac{P}{\sqrt{0{,}9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

L est égal à $300 + 25\,T + 0{,}05\,T^3$. La température moyenne est déterminée, dans le cas présent, à partir des données de la Chaux-de-Fonds (p. 123). Pour la période de vingt-cinq ans, l'évapotranspi-

ration calculée ainsi correspond exactement au déficit d'écoulement réel. Cette constatation est encourageante. Elle suppose que l'Areuse n'échappe pas aux règles générales qui gouvernent l'écoulement, à condition, bien entendu, que notre détermination de l'étendue du bassin-versant soit voisine de la réalité, de même que les calculs du module d'écoulement et de la pluviosité. Nous ne perdons pas de vue l'affirmation de certains auteurs que l'infiltration rapide des précipitations dans un sous-sol perméable en grand entraîne une diminution relative de l'évaporation. Tel serait le cas pour les calcaires selon Lütschg-Lœtscher (1949, p. 115) et pour les terrains basaltiques, selon Serra (1947).

Les données de l'Areuse paraissent appuyer cette dernière thèse si l'on se réfère, par exemple, à la relation linéaire $H = f(P)$ présentée sous forme graphique par Kœhne (1948, fig. 81). Ainsi on aurait, pour une pluviosité moyenne P = 1480 mm, un écoulement de 960 mm. La valeur observée de 1043 mm serait donc de 8 % supérieure à la normale. Toutefois le caractère partiellement hypothétique des limites du bassin ne permet pas de tirer une conclusion définitive.

Dans le cas de la série d'années sèches de 1942 à 1949, l'évapotranspiration mesurée est fortement inférieure à celle que donne le calcul, bien que le coefficient de ruissellement soit identique à celui des vingt-cinq ans. La période présente un caractère anormal, sommairement mis en évidence par l'équation de Turc et que les résultats exposés dans les paragraphes suivants préciseront.

Module d'écoulement de l'année hydrologique

a) *Définition et travaux de Lugeon*

La formule générale du module s'écrit ainsi, dans les bassins où la rétention sous forme de neige et de glace est nulle au début de l'année hydrologique :

$$H = P - E + (I' - I)$$

I′ et I expriment les volumes d'eau retenus dans le bassin au début et à la fin de l'année. En d'autres termes, I′ est l'apport de l'année précédente à l'année actuelle et I, l'apport de l'année actuelle à l'année suivante.

En ce qui concerne les cours d'eau préalpins suisses et plus particulièrement la Sihl, une remarquable analyse du bilan annuel a été faite par Lugeon (1928). Nous en résumerons très brièvement les points essentiels :

L'auteur commence par constater que l'évaporation est une fonction d'un grand nombre de facteurs variables qui dépendent tous

les uns des autres, d'où une grande difficulté de résoudre les problèmes par voie mathématique. De nombreuses simplifications sont toutefois permises et les expériences acquises, notamment par les études d'Engler (1919) sur le Sperbelgraben et le Rappengraben, permettent de caractériser l'évaporation à partir des facteurs précipitations totales, indice de nivosité et température. Une relation simple, liant l'évaporation totale d'un bassin-versant [1] à l'évaporation physique d'une nappe d'eau libre ne paraît pas exister. Les données sur la pluviométrie et l'évaporation du bassin de la Sihl, pour les années 1915 à 1924, permettent de vérifier que ces facteurs varient avec l'altitude, conformément aux lois connues. Cela ne signifie pas, d'ailleurs, que leur variation puisse être déterminée à l'aide des observations d'une seule station. Il est ainsi possible d'établir, pour la Sihl, des courbes moyennes précises: 1° de la variation des précipitations avec l'altitude; 2° de la variation de l'évaporation avec l'altitude; et finalement 3° une courbe résultante, de l'évaporation en fonction des précipitations à altitude quelconque.

Ces vérifications préliminaires faites, l'auteur construit la *formule hydrologique générale* du bassin de la Sihl, c'est-à-dire « la relation algébrique ou géométrique qui permet de calculer le module d'écoulement d'une année hydrologique en fonction des précipitations liquides et solides, de la température et de quelques autres facteurs météorologiques » (p. 241). Les résultats sont présentés sous forme d'un abaque général, dans lequel l'évaporation est exprimée comme fonction des quatre facteurs variables : précipitations, température, infiltration et nivosité. Un abaque complémentaire, de transposition, permet d'adapter les fonctions de la Sihl aux autres cours d'eau du type préalpin. Ce dernier fait intervenir, notamment, la perméabilité du sous-sol du bassin.

b) *Le bilan annuel de l'Areuse*

L'application de la formule générale de Lugeon aux cours d'eau du versant N des Alpes donne de bons résultats, sauf dans un cas : celui de l'Areuse. Pour cette dernière, le module d'écoulement des années de 1918 à 1925 atteint la valeur moyenne de 1126 mm, tandis que la formule donne 926 mm seulement. A l'échelle annuelle, des écarts importants se manifestent entre l'observation et le calcul (Lugeon, 1928, tableau 61). L'auteur écrit à ce sujet: « Une analyse détaillée des conditions d'écoulement de l'Areuse, connue pour traverser des terrains types perméables en grand et être alimentée par

[1] C'est-à-dire l'évapotranspiration; nous conserverons ici les termes utilisés par Lugeon.

de nombreuses résurgences, nous a conduit à admettre qu'en certaines années, les condensations sont si fortes que l'écoulement est supérieur à la quantité d'eau tombée sous forme de pluie ou de neige. Tel est le cas pour l'année 1924.

» Pour des cours d'eau de ce genre, la méthode générale n'est guère susceptible de donner de bons résultats. En majorant P moyen de 200 mm, valeur probable des condensations, les calculs concordent. »

Dans le cas de l'année hydrologique 1924, nos propres calculs donnent un bilan qui paraît effectivement anormal, mais qui est néanmoins positif : P = 1872 mm ; H = 1637 mm.

Il reste peu d'espoir, à la suite des études approfondies de Lugeon, de parvenir à mettre sur pied une formule générale de l'Areuse, basée sur la prise en considération d'autres facteurs météorologiques, même si l'on ne partage pas entièrement l'opinion de l'auteur sur le rôle des condensations. Les quatre fonctions choisies pour la Sihl sont, sans doute, les meilleures que l'on pouvait utiliser et si elles ne conviennent pas à l'Areuse, des essais de corrélation avec d'autres facteurs risquent d'être, à plus forte raison, infructueux.

Effectivement, de nombreuses tentatives nous ont amené à la conclusion que, pour un certain nombre d'années « normales » (la majeure partie), il est possible de relier, avec une bonne approximation, le module d'écoulement annuel à divers éléments météorologiques, tandis que pour quelques autres années « anormales », ce dernier prend des valeurs imprévisibles.

Voici un résumé de nos constatations :

Infiltration. — Nous avons calculé, pour le 30 septembre de chaque année, le volume d'eau retenu dans le bassin, volume que nous appellerons « l'infiltration », tout court. Ce calcul est grandement facilité par une application prudente à chaque cas particulier des lois de l'écoulement en régime non influencé, exposées plus haut.

Dans le cas des bassins à faible perméabilité, Lugeon, s'appuyant sur les expériences d'Engler, montre que l'apport d'une année à l'autre, sous forme d'infiltration, peut s'exprimer en fonction de la température estivale (p. 294). Les considérations données par l'auteur à l'appui de ce postulat ne nous paraissent pas applicables au bassin de l'Areuse et, de fait, il n'y a qu'une très mauvaise corrélation entre ces deux grandeurs : infiltration et température estivale.

Nous nous sommes borné à déterminer la relation existant entre l'infiltration au 30 septembre et les précipitations de la période précédente. On peut s'attendre à ce que la quantité d'eau retenue dans le bassin en un moment donné, dépende, d'une part, des chutes de pluie

survenues au cours des quelques jours précédents et, d'autre part, du caractère général de la pluviosité durant le ou les mois antérieurs. On arrive effectivement à une corrélation satisfaisante en considérant la somme des précipitations moyennes (calculées par la méthode exposée p. 115) du 25 au 29 septembre et du 20 août au 29 septembre. Cette relation est représentée par le diagramme N° 1 de la figure 28.

Les valeurs de l'infiltration, obtenues par le calcul à partir du débit de l'Areuse et par la corrélation graphique, sont données au tableau 53. La correspondance est assez bonne, sauf pour les années extrêmes, telles que 1947 ou 1949. Il faut relever que le *calcul* de l'infiltration n'est pas toujours aisé et que des erreurs relativement importantes peuvent se glisser dans certaines des valeurs obtenues par ce moyen.

L'évaporation nette en fonction des précipitations et de divers facteurs météorologiques. — Du fait que nous faisons dépendre l'infiltration des précipitations des mois d'août et septembre seulement, nous l'avons d'emblée éliminée de l'équation générale du bilan en soustrayant de H la valeur de (I′ — I). E représente alors la quantité d'eau réellement rendue à l'atmosphère sous forme de vapeur et que Lugeon appelle l'*évaporation nette* (E_n). Celle-ci peut être valablement comparée aux moyennes annuelles ou saisonnières des différents éléments météorologiques.

Si l'on porte sur un graphique l'évaporation nette en fonction des *précipitations*, pour les vingt-cinq années de 1930 à 1954, on constate une dispersion assez forte des points représentatifs. Toutefois, en établissant des moyennes par groupes de 200 en 200 mm de pluie, on obtient des points qui s'ordonnent fort bien sur une figure de Coutagne (1921, fig. 3) ayant la forme algébrique suivante :

$$E_n = E_{no} \cdot e^{-k^2(P-Po)^2}$$

E_{no} et P_o, coordonnées du maximum de la fonction, valent 478 et 1670 mm ; $k = 1{,}025$. Ces valeurs signifient que l'évaporation annuelle augmente avec les précipitations jusqu'à un maximum de 478 mm, correspondant à 1670 mm de pluie. Si P continue à croître, l'évaporation diminue. « En somme, écrit Coutagne, la quantité d'eau qui s'évapore est la résultante de deux causes antagonistes : la matière évaporable, qui est d'autant plus importante qu'il pleut plus et les conditions qui favorisent l'évaporation, qui sont d'autant plus favorables qu'il pleut moins. La courbe $E = f(P)$ présente donc un maximum » (p. 887).

Le bassin de l'Areuse obéit donc à la loi générale découverte par Coutagne. Cette conclusion doit toutefois être acceptée avec certaines

réserves. L'auteur (p. 892) donne, pour l'Europe centrale, les paramètres moyens suivants : P_o , 725 mm ; E_o , 400 mm ; k, 1,65. Toutes les valeurs de E_n fournies par l'Areuse devraient donc se trouver sur la branche descendante de la courbe. L'abscisse P_o atteint, dans notre cas, plus du double de la valeur indiquée par Coutagne. Par contre, le coefficient k, sensiblement inférieur, découle d'une courbe beaucoup plus étirée le long de l'axe des précipitations. On peut se demander si la courbe du bassin de l'Areuse n'a pas un caractère artificiel et fortuit. Il est vrai que la Sihl donne pour E_o et P_o : 860 et 2176 mm (Lugeon, 1928, p. 293). Les écarts, par rapport à la moyenne de l'Europe centrale, y sont encore plus accentués.

Quoi qu'il en soit, les moyennes de groupes indiquent clairement que la figure de Coutagne est la meilleure corrélation entre E_n et P.

Nous nous sommes attaché ensuite à vérifier s'il existe une relation entre l'évaporation nette et d'autres éléments météorologiques annuels ou saisonniers. Plus exactement, nous avons cherché si ces derniers permettent d'expliquer les erreurs apparentes de E_n — considérables pour certaines années — par rapport à la courbe moyenne de Coutagne. A l'instar de Lugeon (p. 292) nous avons considéré, comme erreurs apparentes, les écarts E*e* existant entre le maximum de la courbe moyenne : E_{no} = 478 mm et l'ordonnée maximum de la courbe analogue supposée passer par chacun des points annuels. Cette détermination a été faite à l'aide du diagramme de la figure 28 (corrélation 2).

Il ne paraît pas exister de rapport entre E*e* et la *température*. Nous avons utilisé les données thermométriques de la Chaux-de-Fonds qui sont suffisamment représentatives du bassin comme on l'a vu précédemment (p. 123). Ni la moyenne annuelle des températures journalières ou des températures de 13 h. 30, ni la moyenne des valeurs estivales (de mai à septembre) ne montrent une corrélation quelconque avec les écarts E*e*. Ce fait important se trouve confirmé par la constatation notée plus haut, au sujet de l'emploi de la formule de Turc. Celle-ci, qui lie l'évaporation à la température moyenne, donne un résultat tout à fait aberrant pour les années 1942-1949, dont le coefficient d'écoulement est pourtant normal.

Les facteurs *précipitations neigeuses* et *indice de nivosité*, calculés à partir du nombre des jours de neige à la Brévine, laissent entrevoir un certain rapport avec E*e*, mais il n'est pas possible d'en tirer un résultat pratique par voie de corrélation.

La comparaison de E*e* avec *la pluviosité estivale* ou *hivernale* est décevante également. Néanmoins, nous sommes arrivé à la conviction que la distribution des précipitations au cours de l'année constitue

l'une des causes principales des erreurs apparentes de E_n. Le processus évaporatoire rencontre, dans les bassins à sous-sol perméable en grand, des conditions particulières : l'eau des précipitations gagne rapidement la profondeur, où elle est soustraite presque totalement à l'évaporation. Après la fin d'une période pluvieuse, l'eau retenue par la couverture superficielle souvent mince des calcaires, s'épuise vite et l'évaporation diminue dans une forte mesure.

En conséquence, si les précipitations ont le caractère de chutes peu nombreuses mais denses, l'évaporation restera inférieure à la moyenne. Elle sera plutôt élevée dans le cas de précipitations faibles et fréquentes. Pour exprimer ces caractères de la pluviosité, nous avons considéré le *nombre de jours de pluie* et *le nombre de périodes pluvieuses*, à Couvet. Comme période pluvieuse, nous avons admis toute série au cours de laquelle il pleut chaque jour et dont un jour au moins totalise plus de 1 mm d'eau. La détermination en a été faite pour l'année hydrologique et pour les mois d'été.

Entre nos écarts E*e* et le nombre de jours ou de périodes de pluie, il n'existe qu'un rapport incertain. Par contre, une nette corrélation apparaît avec le facteur *densité des précipitations*, soit le quotient des précipitations moyennes par le nombre de jours ou de périodes. Conformément aux prévisions, l'évaporation augmente quand la densité diminue. Nous en avons tiré une relation : $Ee = f(\Delta)$, dans laquelle la *densité* Δ désigne le rapport des précipitations moyennes du bassin au nombre de périodes pluvieuses et neigeuses à Couvet, pour l'année hydrologique. La ligne de corrélation entre E*e* et Δ, déterminée par voie graphique, est une courbe asymptotique (fig. 28, corrélation 3) rappelant celles dont Lugeon a fait usage dans sa formule générale.

Parmi d'autres essais de corrélation, un rapport distinct s'est révélé exister entre les écarts E*e* et le *déficit hygrométrique* annuel, dont dépend, en majeure partie, l'évaporation physique. Les années à fort déficit sont celles où l'évaporation nette atteint une valeur élevée. Cette loi est exprimée à la figure 28 sous la forme simple d'une droite de corrélation (corrélation 4). Comme pour la température, nous avons utilisé les mesures hygrométriques faites à la Chaux-de-Fonds, qui sont représentatives de l'évaporation physique du bassin (p. 119). Cette dernière atteignant son maximum vers midi, il était indiqué de choisir les relevés de 13 h. 30 qui donnent, effectivement, la corrélation la meilleure.

L'évaporation nette d'une année hydrologique, dans le bassin de l'Areuse, dépend donc, entre autres : *a)* de la somme des précipitations liquides et solides ; *b)* de la densité de ces précipitations ; *c)* du déficit hygrométrique moyen de l'air. Il était intéressant de

chercher encore dans quelle mesure ces trois facteurs peuvent être utilisés pour déterminer le module d'écoulement d'une année donnée. A cette fin, les corrélations ont été représentées et groupées de manière à permettre une lecture directe des lames d'eau soustraites à l'écoulement (fig. 28), comme l'a fait Lugeon dans sa formule générale. L'exemple suivant illustre comment, à l'aide des relations ainsi présentées, on peut, *grosso modo*, résoudre l'équation générale du bilan :

$$H = P - E + (I' - I).$$

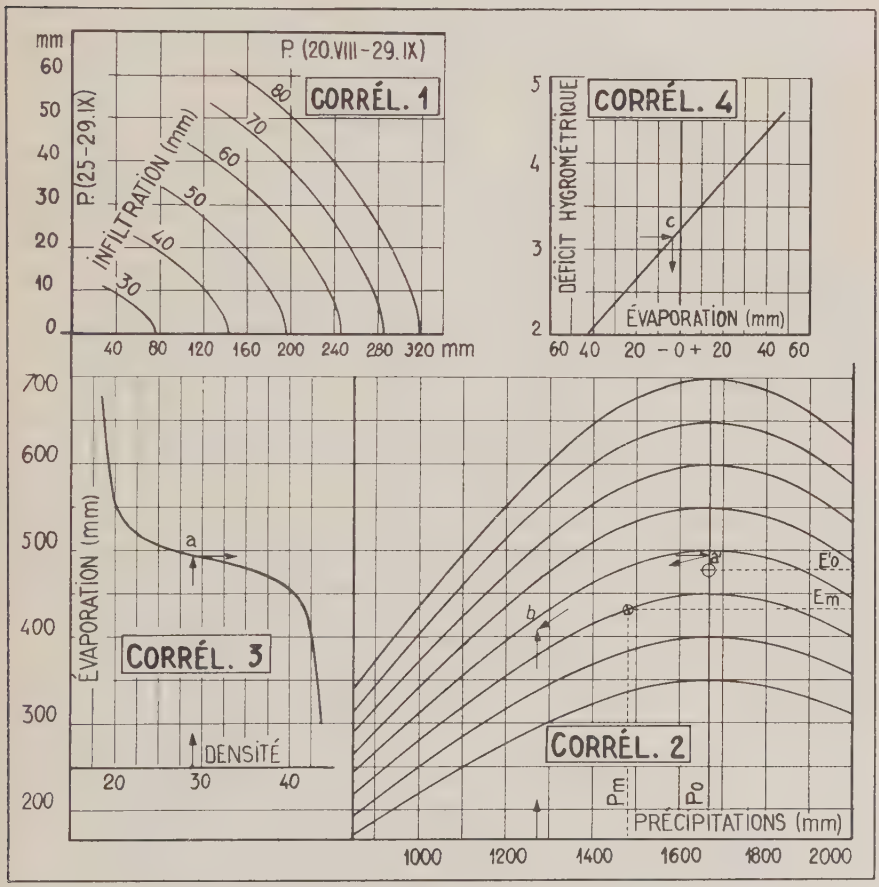


Fig. 28. — Corrélations relatives au module annuel.

Pour l'année 1954, les données météorologiques à prendre en considération sont :

Précipitations totales : 1275 mm
Nombre de périodes pluvieuses à Couvet : 44
Densité des précipitations : 29,0
Déficit hygrométrique moyen de 13 h. 30 à la Chaux-de-Fonds : 3,13 mm
Précipitations à Couvet du 25 au 29.9.53 : 17 mm
» » du 20.8 au 29.9.53 : 124 mm.

La densité = 29,0, sur la courbe N° 3 (point *a*), définit l'ordonnée du maximum (*a'*) d'une figure de Coutagne (diagramme 2), qu'on suit jusqu'à la pluviosité de 1275 mm (*b*). En ce point, on lit une évaporation provisoire égale à 417 mm. On corrige celle-ci d'une hauteur d'eau correspondant au déficit hygrométrique moyen, donnée par le diagramme 4 : pour un déficit de 3,13 mm, la correction est de — 3 mm (*c*). L'évaporation nette s'élève donc à 417 — 3 = *414 mm.*

La valeur du terme (I' — I) se calcule, soit à l'aide de l'abaque N° 1, pour les infiltrations comprises entre 30 et 80 mm (la rareté des points, au-delà de ces limites, ne nous a pas permis de dessiner les courbes correspondantes), soit à partir du débit de l'Areuse. Au 30 septembre 1953, le volume d'eau retenu dans le bassin, soit I', s'élevait à 44 mm (point *d*). Le 30 septembre 1954, le débit de l'Areuse étant de 49,2 m³/s, l'infiltration I atteignait 114 mm (tableau 53). La parenthèse (I' — I) vaut donc 44 — 114 mm = — *70 mm.*

Le module d'écoulement *calculé* H est alors égal à 1275 — 414 — 70 mm = *791 mm.* Il excède de 23 mm (3,0 %) le module *observé* qui est de 768 mm (tableau 53).

Par le même procédé, nous avons déterminé les modules des années 1930 à 1953. Ils figurent au tableau 53, à côté des modules mesurés. On constate que pour dix-neuf années, les écarts entre les deux valeurs ne dépassent pas 40 mm ou le 4,3 % des modules réels. Une erreur de ± 5 % nous paraît tolérable du fait des incertitudes qui règnent dans la détermination des éléments du bilan : le calcul du module pluviométrique est particulièrement sujet à erreurs, en raison de l'absence d'une loi d'accroissement des précipitations avec l'altitude. La mesure du débit de l'Areuse n'est pas toujours rigoureuse non plus, principalement dans le cas des fortes crues. Enfin, la délimitation du bassin comporte une certaine part d'arbitraire. Pour les dix-neuf années en question, nos corrélations donnent du module une valeur qui peut être regardée comme satisfaisante.

Au contraire, pour les six années 1937, 42, 44, 45, 46 et 50, les écarts entre le module réel et le module déterminé graphiquement

dépassent fortement le maximum admissible. La raison nous en échappe. Ce ne sont pas à proprement parler des années extrêmes : 1949 et 1931, qui furent respectivement la plus sèche et la plus humide, n'offrent pas d'écarts excessifs. Quatre d'entre elles appartiennent à la série d'années déficitaires dont le caractère anormal a été révélé par la formule de Turc. Dans de nombreux essais de corrélation, ces quatre années forment un groupe à part, ce qui tend à démontrer que l'on ne se trouve pas en présence d'inexactitudes grossières des mesures. L'évaporation obéit à une influence que nous n'avons pas décelée et qui entraîne des écarts tantôt positifs, tantôt négatifs. Sont-ce les condensations occultes, les vents, les caractères particuliers de la nivosité ? Il semble seulement que cette influence ne soit pas exprimée par les facteurs météorologiques usuels.

En guise de conclusion, nous pouvons mettre l'accent sur le caractère particulier du phénomène de l'évaporation, à l'échelon annuel, dans le bassin de l'Areuse. Il est, comme ailleurs, dépendant de la pluviosité mais, à l'encontre des bassins de la Sihl et d'autres cours d'eau préalpins, il paraît échapper à l'influence directe des moyennes annuelles ou saisonnières de température. Cela pourrait être imputé à une certaine inhomogénéité du territoire causée par la présence de vastes surfaces calcaires où les précipitations, s'infiltrant rapidement dans la profondeur, se soustraient à une évaporation ultérieure, à côté d'aires où la perméabilité du terrain est faible et où le processus évaporatoire se développe normalement. Un facteur important pour l'évaporation paraît être la distribution des précipitations au cours de l'année, et leur densité. La notion de densité que nous avons introduite ici ne donne évidemment qu'une image grossière du caractère de la pluviosité. En définitive, il apparaît que l'évaporation du bassin de l'Areuse est beaucoup plus malaisée à relier aux facteurs météorologiques annuels ou saisonniers que celle des bassins des Préalpes et du Plateau. Les facteurs météorologiques, exprimés par un nombre moyen, reflètent le caractère général de l'année, mais n'indiquent rien sur la nature de leurs variations. Le module d'écoulement se révèle être plus sensible à ces variations qu'à la tendance moyenne donnée par un terme annuel.

Evaporation au cours de la crue isolée

Dans le cas où les précipitations tombent entièrement sous forme liquide, il est possible de calculer l'évaporation qui se produit au cours d'une crue donnée. Wundt (1953, p. 199) en indique la méthode

exacte. Il suffit de soustraire du volume des précipitations qui provoquent la crue, la quantité d'eau écoulée jusqu'au jour où la rivière retrouve le débit qu'elle avait au moment où la pluie a commencé à l'influencer.

Ce procédé suppose qu'à un débit donné, correspond un volume d'eau en réserve bien déterminé. L'étude de la courbe de décrue a montré que tel n'est pas toujours le cas (p. 276). Toutefois, si l'on prend la précaution de rester dans des conditions moyennes de préci-

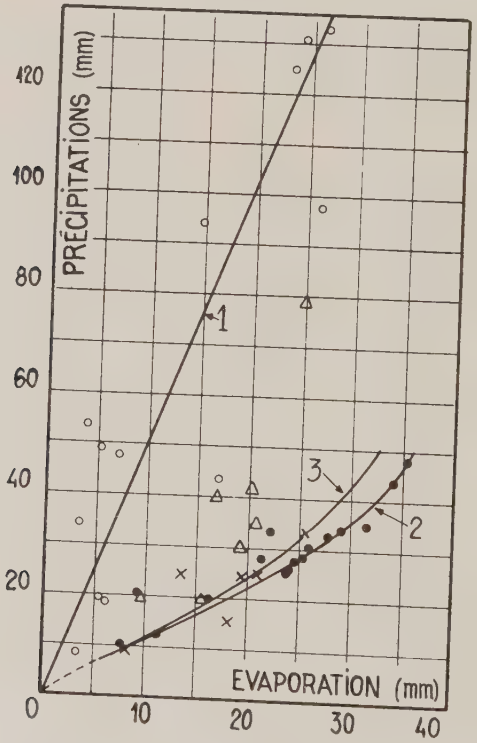


Fig. 29. — Evaporation en fonction des précipitations, au cours de crues isolées de l'Areuse.

1. Crues automnales (novembre) ;
   Crues estivales (juin-août) :
2. ● 0-5 mm de pluie dans les six jours qui précèdent la crue (non
3. × 15-20 mm, *id.*
   △ 25-45 mm, *id.*

comprises les précipitations ayant provoqué celle-ci) ;

pitations et de débit, on peut admettre que la valeur des réserves souterraines ne se modifie pas d'une manière importante entre les deux étiages considérés.

Nous avons fait le calcul d'évaporation pour une trentaine de crues d'été (juin-août) d'une part, et pour treize crues d'automne (novembre) d'autre part. Nous nous sommes assuré qu'au cours des secondes, il n'y avait pas eu de chute de neige importante. Les précipitations moyennes ont été calculées par la méthode exposée au chapitre 5. Les évaporations ainsi trouvées sont portées en fonction des précipitations, sur la figure 29.

Pour les crues estivales, on constate que l'évaporation dépend, dans une certaine mesure, du caractère de la période précédant immédiatement le phénomène. Les points s'alignent sur deux courbes distinctes, suivant que, dans les six jours précédents, il est tombé 0 à 15 mm ou 15 à 25 mm de pluie. Si les chutes ont été plus fortes encore, au cours de la période antérieure, l'évaporation paraît se réduire sensiblement.

La part considérable de l'évaporation dans le mécanisme hydrologique de l'été ressort bien de ces courbes. Elle va de 100 % pour les pluies de quelques millimètres à 70 % pour les chutes de 50 mm.

Si l'on passe aux crues automnales, on voit que l'évaporation est sensiblement une fonction linéaire de la pluviosité. La droite de corrélation, déterminée par les treize points considérés, a l'équation suivante :

$$E = 0{,}196\ P$$

Le coefficient de corrélation atteint 0,93. Le calcul donne une droite passant par l'origine, ce qui correspond approximativement aux conditions du problème. Ainsi, au cours du mois de novembre, l'évaporation est égale, en valeur moyenne, au 20 % des précipitations. Les écarts relativement grands de certains points, par rapport à la valeur normale, peuvent s'expliquer, soit par la persistance de neige tombée avant le début de la crue, soit par des imprécisions dans la détermination des précipitations. La valeur de la méthode utilisée pour cela est évidemment moindre dans le cas d'une courte série pluvieuse que dans celui d'une période de longue durée.

TABLEAU 53

1	2	3	4	5	6	7	8	
1954	1275	293	679	75	272	123	44	2
1953	1744	657	611	17	124	146	44	3
1952	1446	593	458	45	172	142	43	3
1951	1881	896	588	32	127	156	47	4
1950	1449	447	536	11	248	141	54	2
1949	888	243	236	0	120	112	48	1
1948	1670	662	694	1	114	159	52	3
1947	1161	338	367	2	75	127	54	2
1946	1378	455	662	0	255	128	53	2
1945	1574	767	412	22	128	143	49	3
1944	1146	427	561	8	272	109	46	2
1943	1202	349	466	8	183	126	56	2
1942	1352	309	634	38	211	129	49	2
1941	1488	635	424	9	52	156	47	3
1940	1750	453	643	3	259	156	50	3
1939	1572	397	575	0	143	167	45	3
1938	1317	446	665	7	102	129	40	3
1937	1876	666	583	12	208	161	47	3
1936	1910	769	694	51	191	176	53	3
1935	1566	516	563	0	134	145	51	3
1934	1159	259	477	0	68	121	42	2
1933	1263	191	506	1	155	130	39	3
1932	1347	183	593	41	159	123	45	2
1931	1963	579	769	0	205	162	47	4
1930	1629	378	696	14	153	170	52	3
Moyenne	1480	476	564			141	48	3

1, Année hydrologique ; **2,** Module pluviométrique du bassin (mm) ; **3,** *Id.*, des mois d novembre-février ; **4,** *Id.*, des mois de juin-septembre ; **5,** Précipitations moyennes, d 25 au 29 septembre ; **6,** *Id.*, du 20 août au 29 septembre ; **7,** Nombre de jours de pluie Couvet ; **8,** Nombre de périodes pluvieuses à Couvet ; **9,** Densité, rapport du modu pluviométrique au nombre de périodes pluvieuses à Couvet ; **10,** Température moyen de 13 h. 30 à la Chaux-de-Fonds (°C) ; **11,** *Id.*, pour les mois de mai à septembre **12,** Moyenne des températures journalières à la Chaux-de-Fonds ; **13,** Somme d

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
9,6	15,3	6,5	327	0,27	3,13	114	—	768	792	+24	3,1
9,5	17,0	6,4	495	0,30	3,52	45	44	1304	1304	0	0
10,4	17,3	7,1	476	0,32	4,25	73	70	984	948	—36	3,7
9,2	16,3	6,3	691	0,40	2,95	63	55	1421	1453	+32	2,3
10,6	17,8	7,6	251	0,21	3,69	63	63	820	914	+94	11,5
11,3	17,7	7,3	291	0,34	3,65	19	36	541	558	+17	3,1
10,2	15,6	7,1	438	0,25	2,33	48	37	1196	1183	—13	1,1
10,6	19,2	7,2	399	0,37	3,54	16	30	766	799	+33	4,3
10,0	16,5	6,6	–	–	4,13	64	62	1014	874	—140	13,8
9,8	17,9	6,8	621	0,40	4,34	47	48	1242	1073	—169	13,6
9,2	16,4	6,9	376	0,36	3,90	67	69	836	717	—119	14,2
10,7	17,0	7,2	241	0,20	4,40	37	49	807	779	—28	3,5
9,1	17,0	5,6	391	0,30	3,99	67	72	972	840	—132	13,6
8,4	15,7	5,1	320	0,28	3,69	35	31	1090	1050	—40	3,7
9,1	15,7	5,9	235	0,18	3,73	70	64	1204	1224	+20	1,7
9,3	15,0	5,9	358	0,27	2,73	45	41	1073	1106	+33	3,1
9,5	16,2	5,9	387	0,30	3,86	39	37	853	886	+33	3,9
9,6	16,9	6,6	618	0,38	3,43	56	56	1344	1456	+112	8,3
9,5	15,7	6,6	344	0,20	2,34	78	79	1442	1446	+4	0,3
9,5	17,3	6,3	526	0,40	3,26	32	39	1039	1075	+36	3,5
9,5	17,2	6,0	439	0,40	2,96	26	29	784	808	+24	3,1
9,8	16,3	6,3	188	0,16	2,78	42	43	896	893	—3	0,3
9,1	16,6	5,8	357	0,30	2,89	55	65	972	934	—38	3,9
8,8	15,4	5,7	660	0,34	3,07	53	52	1597	1583	—14	0,9
9,9	15,9	6,8	439	0,27	3,60	47	48	1124	1117	—7	0,6
9,7	16,6	6,5	411	0,30	3,45			1043			

précipitations nivales à la Brévine (mm eau) ; **14,** Indice de nivosité à la Brévine ; **15,** Déficit hygrométrique de l'air à la Chaux-de-Fonds (moyenne des déficits mensuels de 13 h. 30, en mm Hg) ; **16,** Infiltration, le 30 septembre, calculée à partir du débit de l'Areuse (mm) ; **17,** *Id.*, donnée par le diagramme 1 de la figure 28 ; **18,** Module d'écoulement mesuré (mm) ; **19,** Module donné par la figure 28 ; **20,** Différence entre les modules calculés et mesurés ; **21,** *Id.*, en %.

BIBLIOGRAPHIE

Cette liste bibliographique comprend surtout les travaux cités dans le texte. Elle n'épuise pas la série des notes se rapportant à l'hydrologie du territoire étudié et dispersées dans les publications locales.

B. S. N. = Bulletin de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles.
B. S. V. = Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles.
Mat. C. G. S. = Matériaux pour la carte géologique de la Suisse.
R. S. = Le Rameau de Sapin, Neuchâtel.

Agassiz, L. (1842) : (Le Jura a eu ses glaciers propres.) Actes S. H. S. N., 1843, p. 284.

Ampferer, O. und Ascher, H. (1925) : Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, **LXXV** Bd., S. 365-423, X Taf., 27 fig.

Anonyme (1885) : Les sources des gorges de la Reuse. R. S., 19e année, p. 13-15, 18-19, 21-23.

Anonyme (1943) : La Baume barrée. Le Petit R. S., 15e année, p. 23, 1 coupe.

Antenen, F. (1930) : Die Alluvionen des Seelandes. Mitt. Naturf. Ges. Bern, 1930, p. 55-76, 2 fig., 1 croquis topogr.

Association suisse pour l'aménagement des eaux (1949) : Guide de l'économie hydraulique et de l'électricité de la Suisse. **2** : Bases, descriptions, statistiques. Orell-Füssli, Zurich.

Aubert, D. (1943) : Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). Mat. C. G. S., n. s., **78**, X + 134 p., 32 fig., 1 pl. de profils géol.

Aubert, Sam. (1932) : Considérations sur le climat de la Vallée de Joux. B. S. V., **57**, p. 493-524, 4 fig.

Audétat, Maurice (1942) : Puits des Cornées et grotte « Chez-le-Brandt ». Le Petit R. S., 14e année, p. 23-24, 2 dessins.

— (1946) : Première exploration du Creux-Bastian. Le Petit R. S., 18e année, p. 17-20, 3 dessins.

Baechler, Heinz (1945) : Untersuchungen über die Entstehung einiger Höhlen im Säntisgebirge. Ber. über die Tätigkeit St. Gallischen Naturwiss. Ges., **71**, p. 68-143, V planches.

Baer, Jean G. (1950) : Théodore Delachaux. B. S. N., **73**, p. 5-18, 6 pl.

Beck, Paul, Frei, Ernst (1936) : Über das Nichtvorhandensein einer Rekurrenzphase des Areusegletscher bei Boudry. Actes S. H. S. N., 1936, p. 289.

Berthoud, Gabrielle (1950) : La Bonne Fontaine de la Brévine. Mus. neuchâtelois, n. s., 37e année, p. 8-25.

Boegli, Alfred (1951) : Probleme der Karrenbildung. Geogr. helvetica, **VI**, 1951, p. 191-204, 7 fig.

Borel, Charles (1925) : L'entreprise du lac des Taillères. Rev. Polytechnique, Genève, année 1925, p. 978-979.

Bourquin, Philippe (1946) : Notice explicative de la Feuille 15 de l'Atlas géologique de la Suisse 1 : 25 000. Commission géol. Soc. helv. Sc. nat., 56 p., 7 fig., 6 pl.

Bräm, F. et Sartory, J. (1916) : Les Forces hydrauliques de la Suisse (Vol. 1), 1re part., A. les surfaces des bassins de réception. Publ. Serv. fédéral des eaux, Berne. X + 57 p., 1 carte.

British Standard 1427 (1949) : Tests for water used in steam generation. Group A. Control tests. British standard Institution, Inc., London. 79 p., 3 fig.

Browne, G. F. (1865) : Ice-caves of France and Switzerland. 315 p., 13 ill. Longmans, Green and Co. London.

Brückner (1909) : Cf. Penck, Albrecht und Brückner, Eduard : Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde, XXXVI + 1200 p., 156 fig., 30 pl., 19 cartes. Tauchnitz, Leipzig, 1909.

Bülow, Kurd von (1929) : Allgemeine Moorgeologie. Handbuch der Moorkunde, Bd I, XI + 308 p., 95 fig., XII pl. Bornträger, Berlin.

Burger, André (1956) : Interprétation mathématique de la courbe de décroissance du débit de l'Areuse. B. S. N., **79**, p. 49-53, 1 fig.

Burger, Hans (1937) : Physikalische Eigenschaften von Wald- und Freilandböden. V Mitt. : Entwässerung und Aufforstung. Mitt. Schweiz. Anstalt f. forstl. Versuchswesen, **XX**, p. 1-100, 28 fig.

Cailleux, André (1948) : Etudes de cryopédologie. Paris, expéditions polaires françaises, Missions Paul-Emile Victor.

— (1950) : Ecoulements liquides en nappes et aplanissements. Rev. Géom. dynamique, 1re année, N° 6, p. 243-270, 5 figures, II tableaux.

Carozzi, A. (1948) : Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura. Thèse, Genève, 175 p., 56 fig., 6 pl.

Chabot, Georges (1925) : Récents progrès de l'étude des phénomènes karstiques. Annales de Géogr., **XXXIV**, p. 481-494.

— (1927) : Les Plateaux du Jura central. 349 p., 85 fig., 4 pl. Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg, fasc. 41.

Chamayou, H. (1950) : Recherche d'une loi périodique sur l'hydraulicité. La Houille Blanche, p. 529-534, 2 fig.

Chastain, André (1952) : Recherches écologiques et floristiques sur le « Pinetum » de la haute-tourbière de la Vraconnaz (Jura helvétique vaudois). Rec. Trav. Inst. Botanique Univ. Montpellier, suppl. N° 2, X + 176 p., 2 pl., V tabl., 19 graphiques et figures.

Chessex, Pierre (1950) : Les noms de lieux forestiers (XIII). La Forêt, 3e année, p. 158-160.

Club des amis de la nature (1928) : La grotte de Vert. Etude topographique et morphologique. R. S., II sér., 12e année, p. 2-6, 10-13, V plans.

Coutagne, Aimé (1921) : Contribution à l'étude du ruissellement et à la détermination du régime hydraulique d'un bassin en fonction de sa pluviosité. Rev. gén. de l'Electricité, **IX**, p. 885-893, 5 fig., VI tabl.

— (1948) : Les variations de débit en périodes non influencées par les précipitations. Le débit d'infiltration (Corrélations fluviales internes). La Houille Blanche, p. 416-436, 9 fig., tabl.

Cvijic, Jovan (1901) : Morphologische und glaziale Studien aus Bosnien, der Hercegovina und Montenegro. II. Teil : die Karstpoljen. Abhdl. der K. K. Geogr. Ges. in Wien, **III**, p. 1-85, 1 carte, 2 fig.

— (1918) : Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. Rec. Trav. Inst. Géogr. alpine, **VI**, p. 375-426, 26 fig.

— (1924) : The evolution of lapiés. A study in karst physiography. The Geographical Review, January 1924, p. 26-49, 25 fig.

— (1925) : Types morphologiques des terrains calcaires. C. R. Acad. Sci., Paris, **180**, p. 592-594, 757-758, 1038-1040.

Delachaux, Louis (1868) : La Baume des Elans. R. S., 3e année. p. 42, 1 dessin.

Delachaux, Th. (1920) : Bathynella chappuisi, nov. spec. Une nouvelle espèce de Crustacé cavernicole. B. S. N., **44**, p. 236-258, 11 fig.

— (1921) : Un Polychète d'eau douce cavernicole, Troglochaetus beranecki nov. gen. nov. spec. B. S. N., **45**, p. 1-11, 1 fig., 1 pl.

Demolon, Albert (1944) : La dynamique du Sol. 387 p., 102 fig., 3 pl. Dunod, Paris.

Desor, E. (1864) : Expériences sur la durée du parcours souterrain des eaux de la Noiraigue. B. S. N., **9**, p. 37.

— (1873) : Essai d'une classification des cavernes du Jura. B. S. N., **9**, 69-87, 8 fig., 1 pl.

Desor, E. et Gressly, A. (1859) : Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. Mém. Soc. neuch. Sc. nat., **IV**, VIII + 159 p., 3 pl.

Dreyfuss, Maurice (1956) : Circulation sous-cutanée et glissements actifs, agents d'érosion des combes marneuses du Jura bisontin. Ann. Sci. Univ. Besançon, 2e sér., géologie, fasc. 4, p. 3-5.

Dubois, Auguste (1902) : Les Gorges de l'Areuse et le Creux-du-Van. 228 p., 57 ill., 7 pl., 2 cartes et 1 pl. de profils géol. Impr. Attinger Frères, Neuchâtel.

— (1921) : Catalogue des gros blocs erratiques de la zone externe. R. S., II sér., 5e année, p. 12-14.

Duparc, L. (1890) : Note sur la composition des calcaires portlandiens des environs de Saint-Imier. Arch. S. P. N., Genève, 3e sér., **23**, p. 323-334.

Dupasquier, Léon (1893) : Le glaciaire du Val-de-Travers. B. S. N., **22**, p. 3-32.

Eckel, O., Thams, Chr. (1939) : Untersuchungen über Dichte-, Temperatur- und Strahlungsverhältnisse der Schneedecke in Davos. Mat. C. G. S., sér. géotechnique, hydrologie, **3**, p. 273-340, 8 tab., 19 fig.

Engler Arnold (1919) : Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. d. Schweiz. Zentralanst. f. das fortsl. Versuchswesen **12**, XV + 626 p., 58 fig., 127 tab.

Favre, Alph. (1883) : Sur l'ancien lac de Soleure. Arch. S. P. N., 3e pér., **10**, p. 601-607, pl. XVII.

Favre, Jules (1911) : Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. Thèse, Genève. Ecl. Geol. Helv., **11**, p. 369-475, 36 fig., 2 pl., dont 1 carte géol.

Favre, Jules, Bourquin, Ph., Stehlin, H. G. (1937) : Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. Mém. Soc. Pal. suisse, **LX**, N° 1, p. 1-47, 4 pl., 7 fig.

Fisch, W. (1945) : Rapport sur les sondages géoélectriques dans la commune de Travers. 4 p., 3 plans. Arch. communales Travers.

Fisch, W. (1950) : Rapport sur les sondages géoélectriques aux Rossets, Boudry, 2 p., 3 plans. Arch. communales Boudry.

Fluck, Rudolf (1926) : Die Flussdichte im Schweizerisch-französischen Jura. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, **XXXVII**, p. 121-218, 2 pl., 1 tab.

Forel, F.-A. (1898) : (Ecoulement des eaux des lacs de Joux). B. S. V., **XXXV**, p. VII-VIII.

Fournier, E. (1923) : Explorations souterraines en Franche-Comté. Les gouffres. 212 p., 51 fig., Impr. Jacques et Demontrond, Besançon.

Frei, E. (1925) : Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura, insbesondere des Gebietes zwischen gorges de l'Areuse und gorges du Seyon. Mat. C. G. S., n. s., **55**, 3e partie, X + 98 p., 17 fig., 3 pl.

— (1943 *a*) : Expertise géologique et hydrologique devant servir au captage d'eau potable pour la commune de Colombier. Arch. communales Colombier.

— (1943 *b*) : Expertise géologique et hydrologique concernant le captage d'eau potable pour la commune de Bôle. Arch. communales Bôle.

Frey, M. (1922) : Die Asphaltlagerstätten im schweizerischen Juragebirge mit besonderer Berücksichtigung des Val-de-Travers. Mat. C. G. S., sér. géotechnique, **9**, IV-XII, 37 p., 18 fig., 7 pl.

Früh, J. (1937) : Géographie de la Suisse. Première livraison, 456 p., 154 fig. Payot et Cie, Lausanne.

Früh, J., Schröter, C. (1904) : Die Moore der Schweiz, mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. Mat. C. G. S., sér. géotechnique, **3**, 751 p., 45 fig., 1 carte, 4 planches, nombreux tabl.

Glasspoole, John (1951) : Rainfall, run-off and evaporation. Water and Water Engineering, January 1951.

Godet, Ch. (1922) : Influence de la nature du sol sur la végétation. R. S., II sér., 12e année, p. 27-32.

G. R. (1958) : Ce que furent les catastrophiques inondations de 1863 au Vallon. Le Courrier du Val-de-Travers, 25 juillet 1958.

Graber, A. (1923) : La flore des gorges de l'Areuse et du Creux-du-Van ainsi que des régions environnantes. B. S. N., **48**, p. 25-365, 4 fig.

Graf, J. H. (1902) : Die Überschwemmungen des Seelandes und die Korrektionsversuche an der Aare und Zihl im XVIII. Jahrhundert. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern, p. 240-244.

Gschwind, M. et Niggli, P. (1931) : Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Mat. C. G. S., sér. géotechnique, **XVII**, VII + 132 p., 43 fig., V pl., nombr. tableaux.

Guillaume, Georges (1860) : Rapport du Conseil d'Etat au Grand Conseil de la République et Canton de Neuchâtel sur la correction de la Reuse. 36 p., 1 carte. Impr. Ch. Leidecker, Neuchâtel.

Guyot, Edmond (1932) : Variations séculaires des éléments météorologiques à Neuchâtel. B. S. N., **57**, p. 444, 2 pl.

Hann, Dr. Julius von (1915) : Lehrbuch der Meteorologie. Dritte Auflage. XV + 847 p., 28 pl., 108 fig., 4 tabl.

Hartmann, Ed. (1903) : Les eaux d'alimentation de la ville de Neuchâtel. Impr. Wolfrath et Sperlé, Neuchâtel, 448 p., fig. et pl.

EIM, Albert (1919) : Geologie der Schweiz, **1**, Molasseland und Juragebirge, 1916-1919, XX + 704 p., 135 fig., 31 pl., 27 tabl. Tauchnitz, Leipzig.

HOECK, Erwin (1952) : Der Einfluss der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozess der Schneedecke. Mat. C. G. S., sér. géotechnique, hydrologie, **8**, 56 p., 22 fig., 22 tabl.

HOFMÄNNER, B. (1930) : Le climat de la Chaux-de-Fonds. 20 p. Fiedler S. A.

HUG, J. (1918) : Die Grundwasservorkommnisse der Schweiz. Ann. d. schweizer. Landeshydrographie, **III**, XVI + 168 p., 6 pl., 39 fig.

HUGUENIN (1841) : Description de la juridiction de la Brévine. Impr. Wolfrath, Neuchâtel, 122 p.

ISCHER, Adolphe (1935) : Les tourbières de la vallée des Ponts-de-Martel. Recherches paléobotaniques et contribution à l'étude des associations végétales. B. S. N., **60**, p. 77-164, 10 fig., 4 pl.

JACCARD, A. (1870) : Supplément à : Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. Mat. C. G. S., 1re sér., **7**, VIII + 79 p., 4 pl.

— (1876) : Etudes sur les sources et les fontaines à Sainte-Croix. Lettres adressées à M. Bornand, directeur à Lausanne, par Aug. Jaccard, professeur de géologie. 29 p. Impr. C.-A. Junod, Sainte-Croix.

— (1882) : Les nouvelles grottes du Col des Roches. R. S., 16e année, p. 7-8 et 18-19, 4 fig.

— (1883 *a*) : Note sur le changement du régime des sources dans le Jura neuchâtelois. B. S. N., **XIII**, p. 170-187.

— (1883 *b*) : Note sur les sources de Combe-Garot. B. S. N., **XIV**, p. 63-68.

— (1883 *c*) : (Observations sur les sources de Champ-du-Moulin). B. S. N., **XIV**, p. 338-340.

— (1886) : Note sur la source de la Reuse et le bassin des Taillières. B. S. N., **XV**, p. 60-64.

JACCARD, Paul (1924) : Captages dans les calcaires jurassiques et développement du Service des eaux de la Chaux-de-Fonds. Bull. mens. Soc. suisse ind. gaz eau, 1924, p. 373-378, 397-407, 10 fig., 1 coupe géol.

JÄCKLI, Heinrich (1950) : Untersuchungen in den nacheiszeitlichen Ablagerungen der Orbe-Ebene zwischen Mormont und Yverdon. Ecl. Geol. Helv., **43**, p. 1-12, 3 fig.

JEANNET, Alph. (1924) : (Géologie de la vallée de la Brévine). B. S. N., **49**, 1924, p. 207-209.

— (1925) : L'origine et l'âge du lac des Taillères. Feuille d'Avis des Montagnes, 1er octobre 1925.

— (1926) : Le lac des Taillères. R. S., 2e sér., 10e année, p. 19-24, 29-35.

— (1927 *a*) : Rapport géologique relatif à la source des Chénées. 3 p. Arch. communales Môtiers.

— (1927 *b*) : Sur la géologie du Grand-Suvagnier. Ecl. Geol. Helv., **20**, p. 252-256.

— (1930) : L'ancien lac du Val-de-Travers. R. S., 2e sér., 14e année, p. 11-14, 33-35.

— (1934) : Environs de Neuchâtel et Val-de-Travers. Guide géol. de la Suisse, fasc. V, p. 348-355, 2 fig.

Jovanovic, Petar (1924) : L'eau dans le karst barré. Recueil des travaux dédiés à M. Jovan Cvijic etc., Belgrade, p. 397-409, 4 fig. (résumé français, p. 409 410).

Judson, Sheldon (1949) : Rock-fragment slopes caused by past frost action in the Jura Mountains (Ain), France. Journ. of Geology, **57**, January-November, p. 137-142, 2 fig., 1 pl.

Kœchlin, René et Kœchlin, André (1945) : Les eaux souterraines. Leur utilisation comme eau potable. Leur enrichissement artificiel. 48 p., 7 fig. Libr. F. Rouge et Cie, Lausanne.

Koehne, W. (1948) : Grundwasserkunde. Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart, 314 p., 128 fig.

Kopp, Charles (1859) : Des variations du niveau du lac de Neuchâtel, pendant les années 1835 à 1856. Mém. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, **IV**, 47 p., nombr. tabl.

Kreps, Harald (1951) : Eine neue Hochwasserformel für den Alpenraum. Cours d'eau et Energie, 43e année, p. 123-125, 1 fig., 1 tabl.

Lagotala, Henri (1937) : L'âge géologique de la station moustérienne de Cottencher. Arch. suisses d'Anthrop. gén., **VII**, 1935-1937, p. 130-144, 1 croquis.

Lehmann, Otto (1932) : Die Hydrographie des Karstes. Enzykl. d. Erdkunde, **6**, XVI + 212 p., 78 fig., 3 cartes. F. Deuticke, Leipzig und Wien.

Lesquereux, Léo (1844) : Quelques recherches sur les marais tourbeux en général. VII + 310 p. Impr. Wolfrath, Neuchâtel.

Letsch, E., Zschokke, B., Rollier, L., Moser, R. (1907) : Die Schweizerischen Tonlager. Mat. C. G. S., sér. géotechnique, **4**, 1re part., 433 p., 355 clichés, 1 carte.

Livre de l'eau (1954) : volume 1, 344 p., nombr. tabl. et fig. Centre belge d'Etude et de Documentation des eaux, Liège.

Lüdi, W. (1935) : Das Grosse Moos, im westschweizerischen Seelande und die Geschichte seiner Entstehung. Veröff. geobot. Inst. Rübel, Zürich, 344 p., 2 cartes, 3 profils, 47 fig.

Lugeon, Jean (1928) : Précipitations atmosphériques, écoulement et hydroélectricité. Publication de l'Inst. fédéral de Météorol. et de l'Ass. suisse pour l'aménagement des eaux, fasc. 16, 366 p., 68 tabl., 38 fig. La Baconnière, Neuchâtel.

Lütschg-Loetscher, O. (1949) : Boden und Vegetation im Wasserhaushalt des Hochgebirges. Mat. C. G. S., sér. géotechnique, hydrologie, **4**, p. 103-143, 11 tabl.

Luxo (1954) : (Courbe de tarissement). C. R. trois. journ. de l'hydraul. Alger, 12-14 avril 1954, p. 132.

Machacek, F. (1905) : Der Schweizer Jura. Versuch einer geomorphologischen Monographie. Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsband XXXII, Heft 150, VII + 147 p., 13 fig., 2 pl.

Margerie, E. de (1922) : Le Jura. Première partie : Bibliographie sommaire du Jura français et suisse (orographie, tectonique et morphologie). Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. XII + 642 p., 183 fig., 12 pl., 1 pochette in-fo. Impr. Nationale, Paris.

Martel, E.-A. (1921) : Nouveau Traité des eaux souterraines. 838 p., 382 fig. Doin édit., Paris.

ARTENET, Louis (1922) : Exhaussement du niveau du lac des Taillères dans le but de créer une réserve d'eau pour les usiniers utilisant l'Areuse comme force motrice. 6 p. Neuchâtel.

— (1924) : (Projet d'exhaussement du lac des Taillères). B. S. N., **49**, p. 204-206.

MARTIN, J.-B. (1910) : Le Jura méridional. Etude de géographie physique spécialement appliquée au Bugey. Rev. de Géogr. ann., **IV**, p. 1-219, 58 fig.

MAURER, J. (1908) : Temperaturabnahme mit der Höhe in der Schweizer Alpen. Met. Z., 1908.

MAURER, Julius, BILLWILLER, Robert, HESS, Clemens (1909) : Das Klima der Schweiz. Kommissionverlag Huber & Co., Frauenfeld. Vol. I, 302 p., vol. II, 217 p.

MEINZER, Oscar Edward (1927) : Large springs in the United States. U. S. Geol. Surv. — Water Supply Paper 557, VII + 94 p., 23 fig. 17 pl.

MERCIER, P. et GAY, S. (1954) : Effets de l'aération artificielle sous-lacustre au lac de Bret. Rev. suisse d'Hydrol., **XVI**, p. 247-308, 24 fig., 10 tabl.

MERIAN, A. et MONTANDON, L.-E. (1851) : Rapport sur la correction de l'Areuse et l'assainissement du Val-de-Travers. 34 p., 1 carte. Arch. Ponts et Chaussées.

MEYER, H.-Arthur (1934) : Les types de sols dans les forêts communales de Couvet et de Boveresse. Journ. forest. suisse, 85e année, p. 64-67, 86-90, 1 fig.

MEZGER, Chr. (1916) : Die Quellentemperatur in ihren Beziehungen zur Seehöhe und zur geographischen Breite und ihr Verhältnis zur Luft- und Bodentemperatur. Gesundheits-Ingenieur, 39. Jahrg., p. 449-458, 461-466, 469-475, 483-488, 11 fig., V tabl.

MOREILLON, M. (1917) : Enneigement temporaire du Suchet. B. S. V., **51**, p. 633-657, 1 pl., IV tabl.

— (1922) : Evaporation de l'eau à l'air libre à Montcherand. Actes S. H. S. N., 103e session, II part., p. 191.

MÜHLBERG, F. (1910) : Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn. Ecl. Geol. Helv. **11**, p. 732-733.

MÜHLETHALER, C. (1930) : Atlas géologique de la Suisse 1 : 25 000 ; feuilles 276 (la Chaux), 277 (les Verrières). Notice explicative. 6 p. A. Francke S. A., Berne.

— (1931) : Etude géologique de la région des Verrières (canton de Neuchâtel). B. S. N., **56**, p. 121-300, 17 fig., 2 pl.

NUSSBAUM, F., GYGAX, F. (1936) : Über die Rekurrenzphase diluvialer Juragletscher. Ecl. Geol. Helv., **29**, p. 487-490.

OSTERVALD, Frédéric-Samuel (1766) : Description des Montagnes et des Vallées qui font partie de la Principauté de Neuchâtel et Valangin. Seconde édition, 133 p., Neuchâtel.

PAILLARD, Ernest-Louis (1943) : Sainte-Croix. Les vallons de Sainte-Croix et des Granges de Sainte-Croix dans le Haut Jura vaudois. Bull. Soc. neuch. Géogr., **49**, p. 5-152, 22 fig.

PARDÉ, Maurice (1947) : Fleuves et rivières. 224 p., 18 fig. Coll. A. Colin, Paris, No 155, 2e éd.

PAYOT, Roger et JAQUEROD, Adrien (1953) : Distribution de la radioactivité en Suisse. Mém. Soc. Phys. et Hist. nat., Genève, **42**, fasc. 3, p. 255-320, 4 fig., 2 cartes color.

Penck, A. (1924) : Das unterirdische Karstphänomen. Recueil des Travaux dédiés à M. Jovan Cvijic etc., p. 175-197, 3 fig., 5 pl. Belgrade.

Perret, Charles-Emile (1924) : Monographie du Lac des Taillères. Thèse, Neuchâtel, 85 p., 6 fig., 5 pl. Sauerländer et Cie, Aarau.

Perret, H. et Jaquerod, A. (1918) : Recherches sur la radioactivité des eaux neuchâteloises et seelandaises. Arch. Sci. Phys. et Nat., Genève, 4e pér., 1918.

Perrot, Samuel de (1898) : Données hydrologiques et météorologiques dans le canton de Neuchâtel en 1897. B. S. N., **XXVI**, 1897-1898, p. 251-304, 11 pl.

Peter (1806) : Description topographique de la paroisse et de la vallée des Ponts. Mém. couronné par la Soc. émul. patriotique Neuchâtel, en 1805. 88 p.

Peter, A. (1922) : Die Juragewässerkorrektion. Bericht über die Vorgeschichte, Durchführung, Wirkung und Neuordnung 1921 der Korrektion der seeländischen Gewässer von Entreroches bis Luterbach. 237 p., fig., 27 annexes.

Poldini, E. (1950) : Rapport sur les sondages électriques exécutés à Couvet. 17 p., 6 fig. Archives Ponts et Chaussées, Neuchâtel.

Portmann, J.-P. (1955) : Pétrographie des moraines du glacier würmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens (Suisse). Bull. Soc. neuch. Géogr., **LI**, fasc. 5, p. 13-55, 19 fig., 7 tabl.

Portner, Claude (1951) : La formation du sédiment calcaire du lac de Neuchâtel. Etude chimico-physique. Thèse, Neuchâtel. 94 p., 14 fig., 34 tabl. Impr. E. Birkhäuser et Cie, Bâle.

Quartier, A. (1948) : Le lac de Neuchâtel. Mém. Soc. neuch. Géogr., 164 p., 15 fig., 1 carte.

Quartier-la-Tente, Ed. (1893) : Le canton de Neuchâtel. Revue historique et monographie des communes du canton. III sér., 1re livr. Le Val-de-Travers. 820 + 40 p. Attinger, Neuchâtel.

Rapport de la Commission d'experts chargée par le Conseil d'Etat de la République et Canton de Neuchâtel de l'examen des demandes de concession des forces motrices de la Reuse. Annexe No 2. Rapport de la sous-commission pour l'étude de l'eau d'alimentation à Neuchâtel. 112 p. Impr. L.-A. Borel, Neuchâtel, 1883.

Rapport du Conseil d'Etat au Grand Conseil à l'appui d'un projet de décret concernant la correction de l'Areuse dans le Val-de-Travers (du 5 avril 1945). 6 fig., 1 carte, 2 graphiques, 30 p.

Ravier, F. (1954) : Méthode d'investigation basée sur la mesure des résistivités des eaux courantes. La Houille Blanche, No A, p. 289-307, 9 fig., 5 photos, 3 tabl.

Remenieras, G., Boyer, J. (1950) : Monographie hydrologique du bassin de la Maronne. La Houille Blanche, p. 102-124, 440-465, 788-807, 21 fig., 8 photos, XX tabl.

Richard, Ferd. (1877) : La Sagne. Mus. neuchâtelois, 14e année, p. 166-182.

Richter, Eduard (1907) : Beiträge zur Landeskunde Bosniens und der Herzegowina. Wiss. Mitt. aus B. u. H., Wien, **X**, p. 383-545, 20 fig.

Rickenbach, E. (1925) : Description géologique du territoire compris dans les feuilles 278 et 280 de l'atlas topographique de Siegfried, savoir du Val-de-Travers entre Fleurier et Travers, du cirque de Saint-Sulpice et de la vallée de la Brévine. B. S. N., **50**, p. 1-76, 4 pl. dont une carte géol. 1 : 25 000, 1 carte tectonique et une pl. de coupes géol.

Rittener, Th. (1902) : Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Sainte-Croix et Baulmes. Mat. C. G. S., n. s., **13**, VI + 116 p., 8 fig., 5 pl. dont une carte géol. 1 : 25 000.

Ritter, G. (1883 *a*) : Mémoire sur l'hydrologie des gorges de la Reuse et du bassin de Noiraigue. B. S. N., **XIII**, p. 329-383, 1 pl. avec XIX fig.

— (1883 *b*) : Réfutation des erreurs contenues dans le rapport de la commission nommée par le Grand Conseil, concernant l'utilisation de la Reuse et des sources des gorges. B. S. N., **XIV**, p. 161-190, 1 pl. avec IV fig.

— (1884) : Reculade ou Progrès. Critique du rapport de la commission des eaux de la Reuse. 36 p., 1 fig. Impr. Soc. typographique, Neuchâtel.

— (1886) : Alimentation d'eau pour Neuchâtel et la Chaux-de-Fonds au moyen des sources de Champ-du-Moulin. B. S. N., **XV**, p. 149-166, 1 pl.

— (1887) : Le lac glaciaire de Champ-du-Moulin. B. S. N., **XVI**, p. 93-100, 1 pl. de 8 fig.

Rollier, Louis (1893) : Structure et histoire géologiques de la partie du Jura central comprise entre le Doubs (Chaux-de-Fonds), le Val de Delémont, le lac de Neuchâtel et le Weissenstein. Mat. C. G. S., **VIII**, 1er suppl., XI + 287 p., 5 pl., 2 cartes géol.

Rollier, L. (1910) : Nouvelles études sur les terrains tertiaires et quaternaires du Haut-Jura. Actes Soc. jurass. d'Emulation, 2e sér., **17**, p. 85-129, 7 clichés.

Sandoz, René (1949) : La température à Neuchâtel. B. S. N., **72**, p. 143-216, 16 fig., 24 tabl.

Schardt, H. (1898) : Rapport géologique sur les sources pouvant être utilisées pour l'alimentation du village de Rochefort. 1 carte géol. et profils. Arch. communales Rochefort.

— (1902) : Dépôts glaciaires et tectoniques du vallon des Verrières. Mél. géol., 3e fasc. B. S. N., **XXX**, p. 404-408, 1 fig.

— (1903 *a*) : Sur la découverte d'un pli-faille important et d'un affleurement de lias dans la Combe des Quignets (la Sagne). Mél. géol., 4e fasc. B. S. N., **XXXI**, p. 253-263, 2 fig.

— (1903 *b*) : Considérations sur le parallélisme des niveaux du Dogger dans le Jura neuchâtelois et vaudois. Mél. géol., 4e fasc. B. S. N., **XXXI**, p. 287-312, 1 pl., 3 tabl.

— (1904 *a*) : Origine de la source de l'Areuse (la Doux). Mél. géol., 5e fasc. B. S. N., **XXXII**, p. 118-139, pl. I, II.

— (1904 *b*) : Observations géologiques sur les environs de Couvet. Mél. géol., 5e fasc. B. S. N., **XXXII**, p. 106-112, fig. 11.

— (1905) : Vallée des Ponts. Dictionnaire géogr. de la Suisse, p. 726-729.

— (1911 *a*) : Note sur la géologie des environs du Plan de l'Eau et la stratigraphie du Dogger des gorges de l'Areuse. Mél. géol., 8e fasc. B. S. N., **XXXVII**, p. 331-351, 1 cliché.

— (1917) : Geologische und hydrologische Beobachtungen über den Mont-d'Or-Tunnel und dessen anschliessende Gebiete. Schweiz. Bauzeitung, **70**, p. 261-264, 276-280, 290-292, 297-298, 33 fig.

Schardt, H. et Dubois, Aug. (1903) : Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). Ecl. Geol. Helv., **VII**, p. 367-476, 20 clichés, 1 carte géologique et 4 pl. de profils. (Voir aussi B. S. N., **XXX**, p. 195-352.)

Schardt, H. et Hotz, Ant. (1904) : Rapport présenté au Conseil d'Etat par la Commission d'experts chargée d'examiner les oppositions au drainage de la vallée de la Brévine. 31 p., 1 carte géol., 1 pl. de profils. Impr. A. Nater, Neuchâtel.

Schenker, M. (1948) : Eau du Seyon, sources de l'Areuse et eau du lac. Bull. mens. soc. suisse ind. gaz eau, 28e année, p. 297-309, 18 fig.

Schœller, H. (1949 *a*) : La température des eaux souterraines. Trav. Lab. Géol. Univ. Bordeaux, **1**, N° 1, 69 fig.

— (1949 *b*) : Le régime hydraulique de la Font Bourraine du Mouleydier (Dordogne). Procès-verbaux Soc. Linn. de Bordeaux, séance du 2 février 1949, 7 p., 1 fig.

Serra, Louis (1947) : Essai d'étude de l'influence de la nature géologique d'un bassin sur l'écoulement. Annuaire hydrol. France, 1947, p. 5-33, 11 fig.

— (1954) : Le contrôle hydrologique d'un bassin versant. C. R. trois. journ. de l'hydraul., Alger, p. 29-35, 2 fig.

Sollberger, H. (1946) : Analyses d'eau du lac de Neuchâtel. Trav. Chimie alimentaire et d'Hygiène, **XXXVII**, p. 84-91, 6 tabl.

Spinner, H. (1920) : La Baume des Beaumes. R. S., 2e sér., 4e année, 28-30, 2 dessins.

(1926) : Le climat de la vallée de la Brévine et du vallon des Verrières. B. S. N., **51**, p. 20-52, 1 fig., 3 pl.

Studer, A. et Jeannet, A. (1928) : Commune de Couvet. Rapport sur la question des eaux. 22 p. Impr. H. Bachmann et Co.

Suter, Hans (1920) : Geologische Untersuchungen in der Umgebung von les Convers – Vue-des-Alpes (canton de Neuchâtel). Diss., Zurich, 45 p., 1 pl. de profils géol. R. Noske, Borna-Leipzig.

— (1937) : Zur Geologie der westlichen Tête-de-Rang-Kette im Neuenburger Jura. Ecl. Geol. Helv., **30**, p. 25-34, 1 pl.

Thiébaud, C.-E. (1937) : Etude géologique de la région Travers – Creux-du-Van – Saint-Aubin. Bull. Soc. neuch. Géogr., **XLV**, p. 1-76, 2 fig., 1 pl. de profils géol.

Trampler, R. (1893) : Die Eröffnung zweier Dolinen. Mitt. d. K. K. Geogr. Ges. Wien, **XXXVI**, p. 241-262, 4 Abb.

Tribolet, M. de (1877 *a*) : Etudes géologiques et chimiques sur quelques gisements de calcaires hydrauliques du Vésulien du Jura neuchâtelois. B. S. V., **XV**, p. 246-255.

— (1877 *b*) : Traduction suivie de quelques remarques, d'une Note sur la glacière de Monlézi (Val-de-Travers), et d'un Mémoire sur l'origine de la glace souterraine, par M. G.-F. Browne. B. S. N., **XI**, p. 42-54, 1 pl.

(1879) : Note sur la présence d'une source minérale à Valangin, suivie d'une statistique des sources minérales du canton et de renseignements nouveaux sur quelques-unes d'entre elles. B. S. N., **XI**, p. 459-470.

— (1882) : Analyses des Calcaires hydrauliques du Jura neuchâtelois et vaudois. B. S. V., **XVIII**, p. 148-150.

— (1883) : Sur un gisement de fossiles quaternaires au Champ-du-Moulin. B. S. N., **XIII**, p. 277-282.

Tricart, J. (1952) : Les formations détritiques quaternaires du Val de Pontarlier. Bull. Serv. Carte géol. France, **L**, N° 237, p. 133-149, 4 fig.

— (1954) : Les dépôts quaternaires de la région des Chaînons. Bull. Serv. Carte géol. France, **LII**, N° 241, p. 123-136, 2 fig.

Turc, L. (1954) : Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. C. R. trois. journ. de l'hydraul., Alger, p. 36-42, 8 fig.

Uttinger, H. (1930) : Starke Regenfälle von kurzer Dauer in Zürich 1901-1930. Ann. Schweiz. meteor. Zentral-Anstalt, 67e année, 8 p., 3 fig., 10 tabl.

— (1931) : Die grössten Tagesmengen des Niederschlags in der Schweiz. Ann. Schweiz. meteor. Zentral-Anstalt, 68e année, 10 p., 5 fig., 1 carte, 7 tabl.

— (1933) : Die Schneehäufigkeit in der Schweiz. Ann. Schweiz. meteor. Zentral-Anstalt, 70e année, 7 p., 4 fig., 5 tabl.

— (1948) : Carte pluviométrique de la Suisse. Moyennes annuelles des précipitations de la période 1901-1940. Ech. 1 : 500 000. Ed. Assoc. suisse pour l'aménagement des eaux. Orell-Füssli, Zürich.

— (1949) : Les précipitations en Suisse, 1901-1940. Guide de l'Economie hydraulique et de l'Electricité de la Suisse, **2**, p. 69-91, III tabl. Orell-Füssli, Zürich.

— (1951) : Zur Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmenge in den Alpen. Archiv. f. Meteor., Geoph. und Bioklimatol., Ser. B, **II**, p. 360-382, 8 fig., 3 tabl.

Vouga, Dr (1866) : Note sur le terrain quaternaire du plateau de Cortaillod. B. S. N., **VII**, p. 250-259.

— (1868) : Note sur les terrains glaciaires stratifiés des gorges de l'Areuse. B. S. N., **VIII**, p. 122-130.

Walser, E. (1956) : Etudes récentes du Service fédéral des eaux sur quelques aspects particuliers des crues. Publication N° 42 de l'Assoc. Intern. d'Hydrologie, Symposia Darcy (Dijon 1956), p. 245-252, 9 fig.

Wegmann, E. (1958) : Le cadre naturel des glissements de terrain du Val-de-Travers, Neuchâtel (Suisse). Tiré à part du Bull. techn. Suisse romande, N° 4, 8 p., 5 fig.

Wirth, Carl (1914) : Flora des Traverstales und der Chasseronkette. (Monographische Studie.) Diss. Zürich. 143 p. Abdruck aus : Beihefte zum Botan. Centralblatt, **XXXII**, Abt. II.

Wisler, C. O., Brater, E. F., (1949) : Hydrology. 419 p., 132 fig., 29 tabl. John Wiley and Sons, London.

Wundt, Walter (1953) : Gewässerkunde, VI + 320 p., 185 fig., 8 tabl. Springer-Verlag, Berlin.

Planche 2

Débordements d'eau ascendante dans la cheminée de la carrière du Pont-de-la-Roche, à Fleurier, le 13 janvier 1955 ; débit total estimé à 200 l/s.

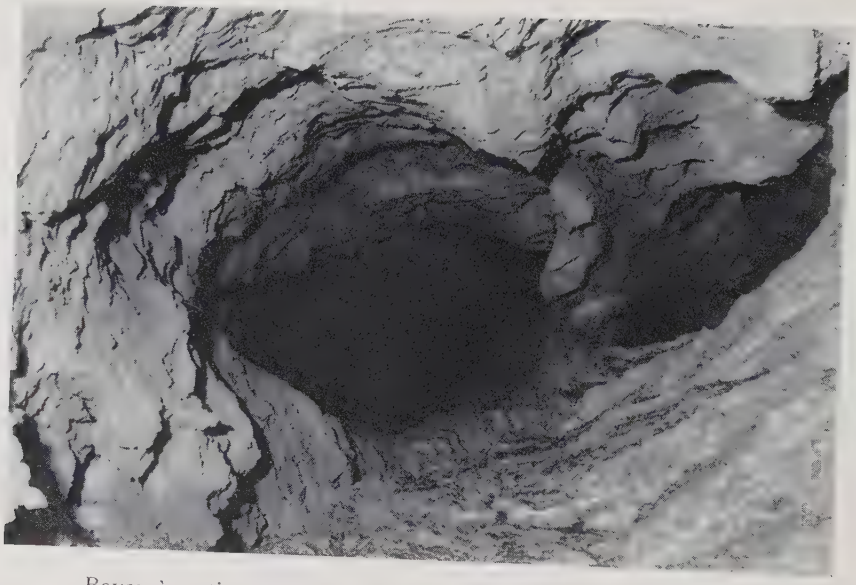
Entrée de la gorge de la Poeta-Raisse, au vallon de la Vaux.

Vestiges d'un champ lapiaire, au Soliat.

Petite doline en « baquet » dans le bassin fermé des Plans.

Début des gorges de l'Areuse, vue vers l'amont ; au premier plan à gauche, la masse morainique obstruant le talweg préglaciaire, que l'Areuse contourne actuellement ; au second plan, la plaine de Noiraigue formée par le remblai de limon et de craie lacustre ; à l'arrière-plan, la semi-cluse du Crêt-de-l'Anneau.

La contradiction glaciaire dans le karst jurassien : petit étang formé sur un vestige de moraine (rissienne ?) dans le bassin typiquement karstique des Plans ; au second plan, une doline en baquet.



Boyau à section arrondie dans la grotte de la Sourde à Môtiers.

Inondation de la dépression de l'Harmont, dans la vallée de la Brévine, le 15 janvier 1955.

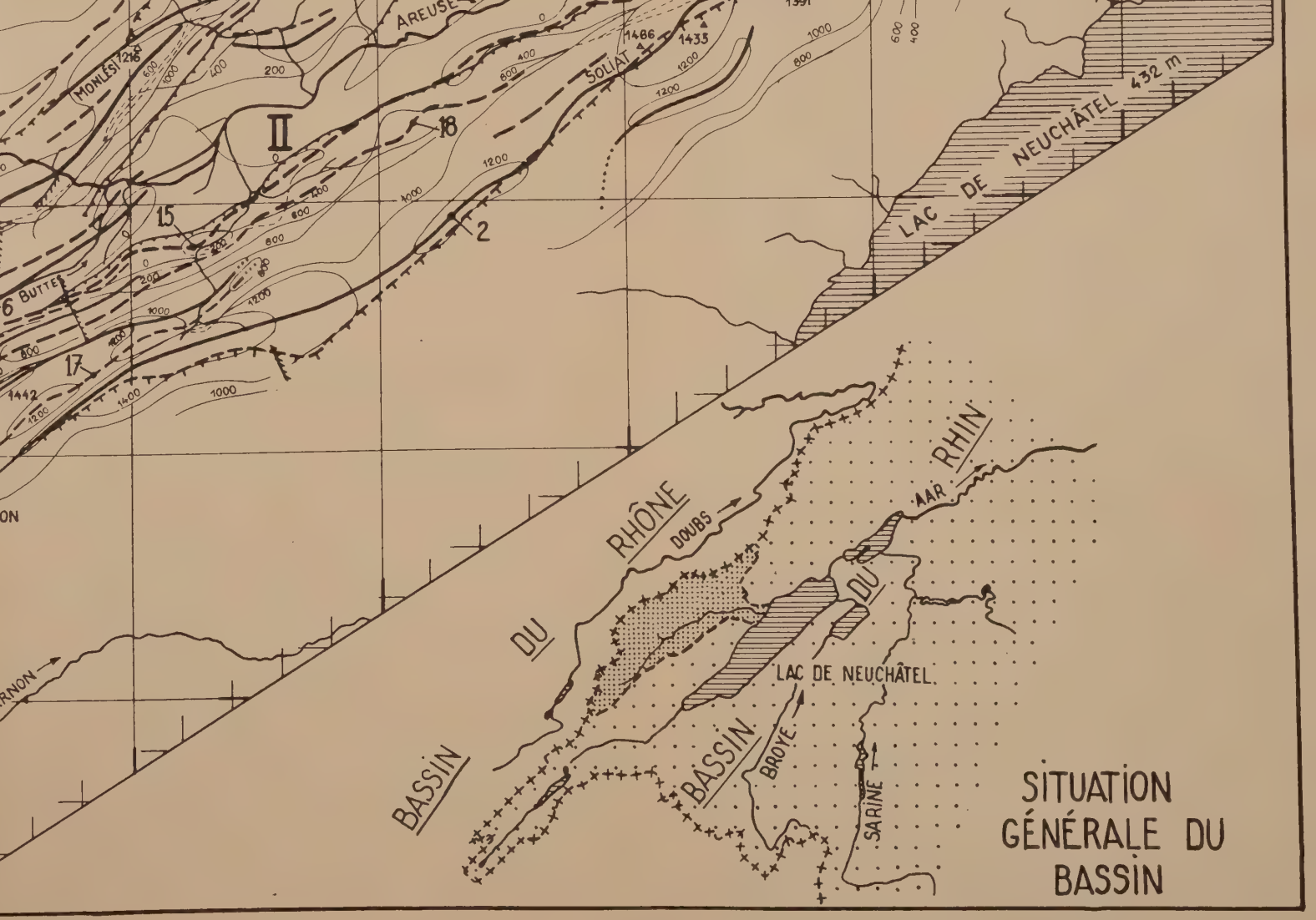
Planche 5

CARTE TECTONIQUE DU BASSIN DE L'AREUSE

Isohypses de la surface de l'argovien
Synclinaux
Anticlinaux
Limite du bassin
Décrochements
Chevauchements
Frontière

0 5 KM

BASE TOPOGRAPHIQUE :
CARTE TOPOGRAPHIQUE
DE LA SUISSE 1:100 000
F. COLOMBIER
ÉDITION 1949

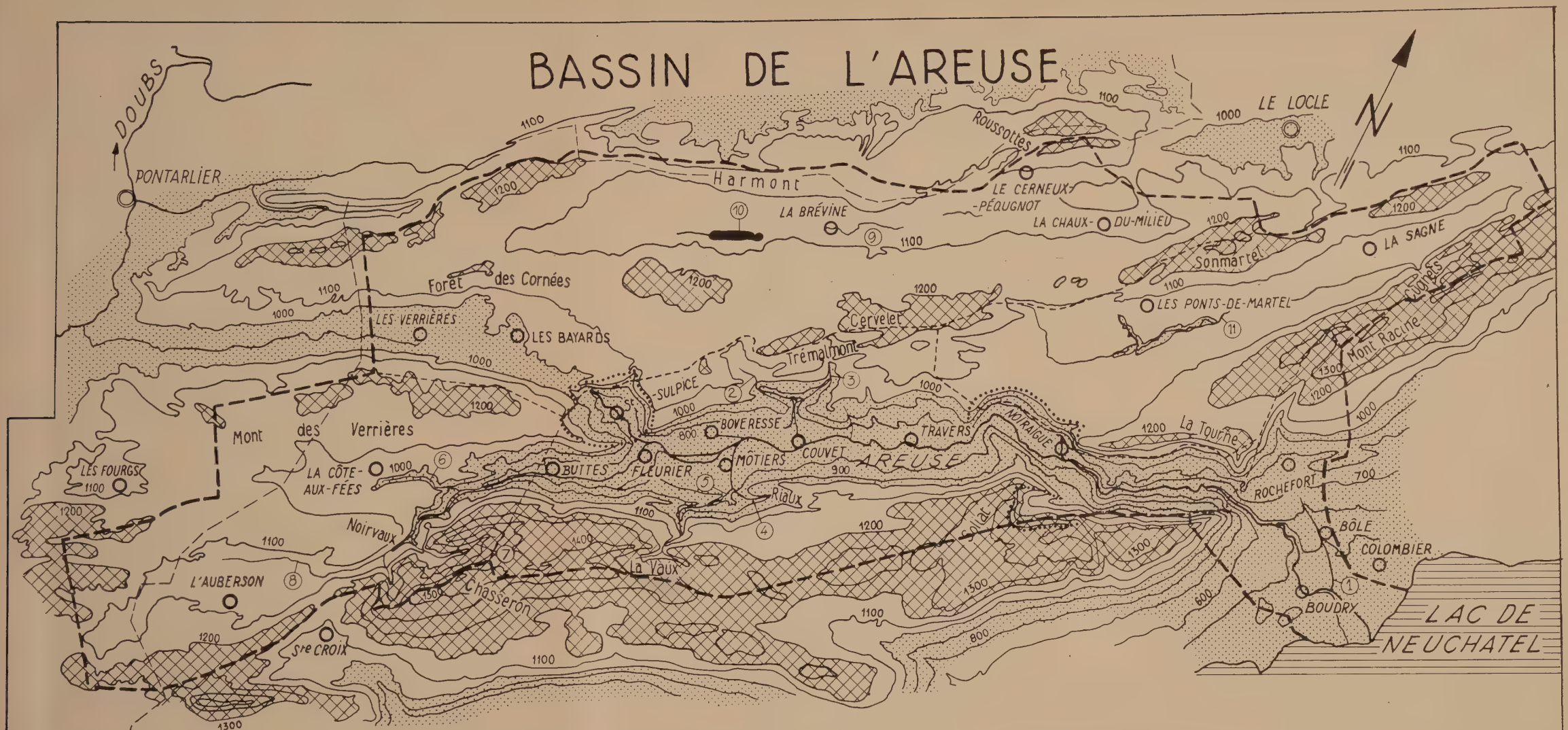


Pl. 6. — I. bassin du Buttes ; II. bassin du Val-de-Travers ; III. bassin de la Basse-Areuse ; IV. bassin de la source de la Doux ; V. bassin de la source de la Noiraigue.

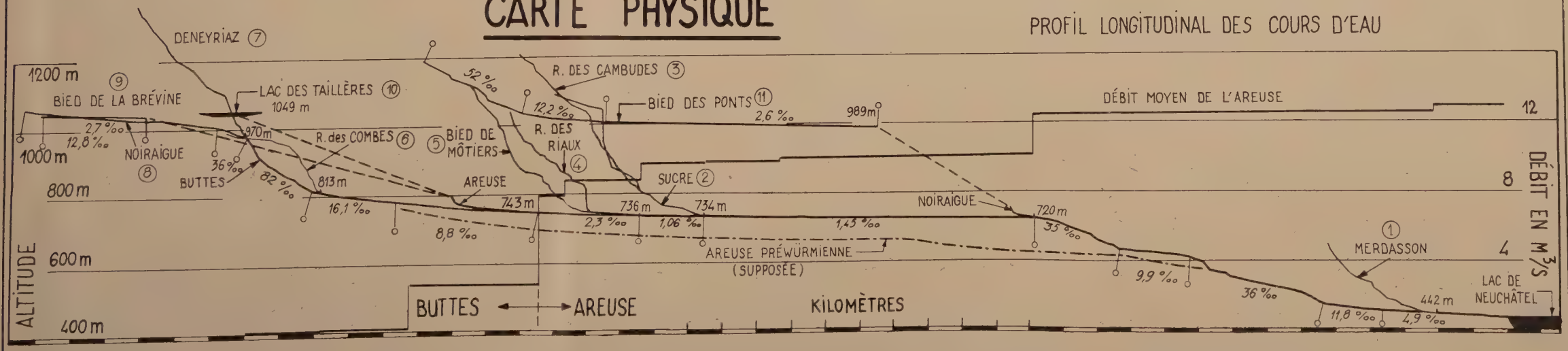
Anticlinaux : 1. Mont-des-Cerfs - le Chasseron ; 2. le Chasseron - le Soliat ; 3. Rochefort ; 4. la Fiacre ; 5. Vourbey ; 6. la Vraconnaz ; 7. le Sapelet - Solmon ; 8. les Cœuries - le Mont-Racine ; 9. Combe-des-Fontaines ; 10. le Mont-des-Verrières - Trémalmont - Sonmartel ; 11. les Fontenettes ; 12. le Crozot ; 13. l'Harmont.

Synclinaux : 14. l'Auberson ; 15. Val-de-Travers ; 16. Rochefort ; 17. la Grandsonnaz ; 18. les Riaux ; 19. Voirnon ; 20. la Côte-aux-Fées ; 21. les Fourgs ; 22. la Tourne ; 23. le Crêt-Pettavel ; 24. vallée des Ponts ; 25. les Verrières ; 26. vallée de la Brévine ; 27. le Locle ; 28. transversal des Pradières.

BASSIN DE L'AREUSE



CARTE PHYSIQUE



ZONE D'ALTITUDE INFÉRIEURE, 430-1000 M — ZONE MOYENNE, 1000-1200 M — ZONE SUPÉRIEURE, 1200-1610 M — CIRQUE D'ÉROSION

LIMITE DU BASSIN — SUBDIVISIONS — FRONTIÈRE NATIONALE — ISOHYPSE, ÉQUIDISTANCE DE 100 M

BASSIN DE L'AREUSE

SOURCE D'UN DÉBIT MAXIMUM SUPÉRIEUR A 10 m³/s
DE 1.0 A 10 m³/s
DE 0.1 A 1.0 m³/s
INFÉRIEUR A 0.1 m³/s
DÉBIT VARIANT DANS LA PROPORTION DE 1:10 AU PLUS
SUPÉRIEURE A 1:10
SOURCES TARISSANT OCCASIONNELLEMENT
SOURCES EN ACTIVITÉ LORS DES CRUES SEULEMENT
DÉCHARGE DE NAPPE PHRÉATIQUE

EMPOSIEUX
GOUFFRES
GROTTES
GLACIÈRES
STATIONS PLUVIOMÉTRIQUES
STATIONS LIMNIGRAPHIQUES
GALERIES
ISOHYÈTES ANNUELLES
LIMITE DU BASSIN
ET SUBDIVISIONS

NAPPE PHRÉATIQUE EN TERRAINS TRÈS PERMÉABLES
PEU PERMÉABLES
PRINCIPALES AIRES DE RUISSELLEMENT SUPERFICIEL

CARTE HYDROLOGIQUE

Pl. 8. — *Résurgences et sources :* 1. source de la Doux ou de l'Areuse ; 2. Noiraigue ; 3. Raies ; 4. Raisse ; 5. Sourde ; 6. Baume de Longeaigue ; 7. tunnel de Noirvaux ; 8. Pont-de-la-Roche, r. gauche ; 9. Loclat ; 10. Crêt-de-l'Anneau ; 11. combe des Eaux ; 12. Merdasson sup. ; 13. Côte-aux-Fées ; 14. Longeaigue ; 15. Commune (Buttes) ; 16. Ubena ; 17. Brouillet ; 18. Breuil ; 19. chalet de la Vaux ; 20. Chénées ; 21. Gibet ; 22. Crozet ; 23. Fontaine-Froide ; 24. Merdasson inf. ; 25. Plan-de-l'Eau ; 26. Châble ; 27. Champ-du-Moulin, r. droite ; 28. les Moyats ; 29. source VI de Neuchâtel ; 30. source VII de Neuchâtel ; 31. Verrière ; 32. Eperon ; 33. Rochefort ; 34. Combe-Garot sup. ; 35. Combe-Garot méd. ; 36. Combe-Garot inf. ; 37. gor de Braye inf. ; 38. galerie Bossy ; 39. galerie des Moyats ; 40 galerie de Champ-du-Moulin ; 41. Chevalière ; 42. Boveresse ; 43. Marais.

Imprimerie Paul Attinger S. A., Neuchâtel